

A Neotethys előrehaladott riftesedéséhez kötődő bazaltos tengeralatti vulkanizmus és a kapcsolódó hidrotermás folyamatok ásványtani, kőzettani és geokémiai jellemzői Északkelet-Magyarországon és a Dinaridák-Hellenidák egyes területein

Kiss Gabriella

Eötvös Loránd Tudományegyetem Földtudományi Doktori Iskola
Földtan-Geofizika Doktori Program

Doktori iskola vezetője: Dr. Gábris Gyula, egyetemi tanár
Doktori program vezetője: Dr. Mindszenty Andrea, egyetemi tanár

Témavezető: Dr. Molnár Ferenc, habilitált egyetemi docens, Eötvös Loránd
Tudományegyetem

Konzulens: Prof. Ladislav A. Palinkaš, Zágrábi Egyetem



Eötvös Loránd Tudományegyetem
Természettudományi Kar
Ásványtani Tanszék

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés-----	1
2. Földtani háttér, kutatástörténet, tengeraljzati lávafolyásokra és peperiterekre vonatkozó ismeretek -----	3
2.1. A Darnói-egység magmatitjainak földtana és kutatástörténete -----	3
2.1.1. A Darnó-hegyen és környékén megfigyelhető képződmények -----	5
2.1.2. A Báj-patak völgye és az attól északra található kőfejtő-----	6
2.1.3. A hosszú-völgyi kőfejtő és környezete-----	6
2.1.4. A mély-völgyi kőfejtő-----	7
2.1.5. A nagy-rézoldali kőfejtő-----	7
2.1.6. A reszél-tetői kőfejtő -----	7
2.2. A Szarvaskői-egység magmatitjainak földtana és kutatástörténete-----	7
2.2.1. Szarvaskőn és környékén megfigyelhető képződmények -----	9
2.2.2. A szarvaskői párnaláva feltárások-----	10
2.2.3. Az egerbaktai kőfejtő és környezete-----	10
2.3. A Kalnik-hegység (Horvátország) magmatitjainak földtana és kutatástörténete-----	10
2.3.1. A hruskoveci kőfejtő -----	12
2.4. A Borovica-Vareš-Čevljanovići-Kalinovik-zóna (Bosznia-Hercegovina) földtana és kutatástörténete -----	12
2.4.1. A vareš-smrekai kőfejtő-----	13
2.5. Az Avdella Melanzs (Görögország) földtana és kutatástörténete-----	14
2.5.1. A Stragopetra-hegy-----	14
2.6. A vizsgált triász képződmények kapcsolatrendszere és ezek viszonya a jura magmatitokhoz-----	15
2.7. A tengeraljzati lávafolyások felépítésére vonatkozó ismeretek -----	17
2.8. A peperiterekre vonatkozó ismeretek-----	19
3. Vizsgálati módszerek -----	20
4. Eredmények -----	26
4.1. Darnó-hegy -----	26
4.1.1. Terepi kifejlődések -----	26
4.1.2. A kőzetek jellemzői a megismert vulkáni fáciesek alapján-----	29
4.1.3. Az RM-131 és RM-136 sz. mélyfúrások vizsgálata -----	37

4.1.4. A tengeraljzati hidrotermás folyamatok sajátosságai folyadékszárvány mikrotermometriai vizsgálatok alapján-----	41
4.1.5. A hidrotermás folyamatok hőmérsékleti viszonyai klorit termometria alapján-----	46
4.1.6. A tengeraljzati hidrotermás tevékenységet felülbélyegző ásványképződési folyamatok jellemzői-----	49
4.1.7. Összefoglalás-----	49
4.2. Szarvaskő és környéke-----	50
4.2.1. Terepi kifejlődések-----	50
4.2.2. A kőzetek jellemzői a megismert vulkáni fáciesek alapján-----	51
4.2.3. Tengeraljzati hidrotermás folyamatok sajátosságai folyadékszárvány mikrotermometriai vizsgálatok alapján-----	55
4.2.4. A hidrotermás folyamatok hőmérsékleti viszonyai klorit termometria alapján-----	56
4.2.5. A tengeraljzati hidrotermás tevékenységet felülbélyegző ásványképződési folyamatok jellemzői-----	56
4.2.6. Összefoglalás-----	60
4.3. Hruškovec (Horvátország)-----	60
4.3.1. Terepi kifejlődések-----	60
4.3.2. A kőzetek jellemzői a megismert vulkáni fáciesek alapján-----	61
4.3.3. Tengeraljzati hidrotermás folyamatok sajátosságai-----	63
4.3.4. Összefoglalás-----	64
4.4. Vareš (Bosznia-Hercegovina)-----	64
4.4.1. Terepi kifejlődések-----	64
4.4.2. A kőzetek jellemzői a megismert vulkáni fáciesek alapján-----	65
4.4.3. Tengeraljzati hidrotermás folyamatok sajátosságai folyadékszárvány mikrotermometriai vizsgálatok alapján-----	67
4.4.4. A hidrotermás folyamatok hőmérsékleti viszonyai klorit termometria alapján-----	69
4.4.5. Összefoglalás-----	69
4.5. Stragopetra-hegység (Görögország)-----	70
4.5.1. Terepi kifejlődések-----	70
4.5.2. A kőzetek jellemzői a megismert vulkáni fáciesek alapján-----	71
4.5.3. Tengeraljzati hidrotermás folyamatok sajátosságai folyadékszárvány mikrotermometriai vizsgálatok alapján-----	74
4.5.4. A hidrotermás folyamatok hőmérsékleti viszonyai klorit termometria alapján-----	75
4.5.5. Összefoglalás-----	75

4.6. A vizsgált tengeraljzati bazaltok geokémiai jellemzői -----	76
4.6.1. Főelemgeokémia -----	76
4.6.2. Nyomelem- és ritkaföldfém geokémia -----	78
4.6.3. Összefoglalás -----	80
5. Diskusszió -----	82
5.1. A darnói, hruškoveci, vareši és stragopetrai triász bazalt lelőhelyek összehasonlítása -----	82
5.1.1. A triász előfordulások vulkanológiai fáciesanalízise -----	82
5.1.2. A triász bazalt ásványtani és kőzettani jellemzőiből levonható következtetések -----	83
5.1.3. A triász bazalt geokémiai jellemzőiből levonható következtetések -----	87
5.2. A peperites fácies jelenlétéből levonható következtetések -----	88
5.3. A triász kőzeteket ért tengeraljzati hidrotermás folyamatok -----	90
5.3.1. A hidrotermás folyamatok során keletkező kőzetátalakulási paragenezisek -----	90
5.3.2. A hidrotermás folyamatok nyomozása folyadékzárvány mikrotermometria és klorit termometria segítségével -----	95
5.3.3. A geokémiai vizsgálatokból levonható, hidrotermás folyamatokra vonatkozó következtetések (elemvándorlás, kőzet-víz arány) -----	99
5.4. A darnói triász tengeraljzati bazalt összehasonlítása a szarvaskői jura párnalávéval -----	102
5.4.1. A darnói (triász) és a szarvaskői (jura) kőzetek összehasonlító vulkanológiai fáciesanalízise -----	102
5.4.2. A darnói (triász) és a szarvaskői (jura) bazalt ásványtani és kőzettani jellemzőinek összehasonlítása -----	103
5.4.3. A darnói (triász) és a szarvaskői (jura) bazalt geokémiai jellemzőinek összehasonlításából levonható következtetések -----	105
5.4.4. A darnói (triász) és a szarvaskői (jura) bazaltban nyomozható hidrotermás és utólagos folyamatok összehasonlításából levonható következtetések -----	105
5.5. A magyarországi, és dinári-hellén triász bazaltos egységek korrelációja -----	108
6. Következtetések -----	110
7. Köszönetnyilvánítás -----	113
8. Angol és magyar nyelvű összegzés -----	114
8.1. Összefoglalás -----	114
8.2. Abstract -----	115
9. Felhasznált irodalom -----	116
10. Fotótáblák -----	125
Függelék -----	146

A dolgozatban használt rövidítések

ab	albit
cc	kalcit
chl	klorit
D	dél
É	észak
EDS	energia diszperzív spektroszkópia (Energy Dispersive Spectroscopy)
ep	epidot
EPMA	elektronmikroszkop (Electron Probe Micro Analyses)
hem	hematit
K	kelet
L	foliadék fázis
laum	laumontit
mkő	mész
MORB	óceánközépi hátság bazalt (Mid-Oceanic Ridge Basalt)
NaCl ekv. s%	NaCl ekvivalens súly%
NY	nyugat
P	elsődleges (foliadékszárny)
pl	plagioklász
preh	prehnit
pump	pumpellyit
px	piroxén
py	pirit
Q	kvarc
R	radiolária
S	másodlagos (foliadékszárny)
s.s.	szigorúan vett (sensu stricto)
SEM	páztázó elektronmikroszkóp (Scanning Electron Microscope)
Teut	eutektikus hőmérséklet
tf%	térforat%
Th(LV-L)	homogenizációs hőmérséklet (foliadék+gőz fázist tartalmazó zárny foliadék fázisba homogenizálódik)
Top	végso jégolvadási hőmérséklet
ü	üveg
V	gőz fázis
WDS	hullámhossz diszperzív spektroszkópia (Wavelength Dispersive Spectroscopy)

A táblázatokban, fotótáblákon előforduló speciális rövidítéseket az adott helyen külön feltüntettem.

1. Bevezetés

A Darnói-egység mezozoós tengeralizati bazaltos vulkáni kifejlődéseinek újrvizsgálatát egyrészt a területtel kapcsolatosan új modellt bemutató sztratigráfiai munkák (így pl. Haas és Kovács, 2001), másrészt egy 2005-ös terepbejárásunk indokolta, amikor Prof. Ladislav Palinkaš segítségével peperites bazaltra¹ bukkantunk. A terület további érdekessége, hogy ezen előfordulások tözsomszédtságában a Szarvaskői-egységhez sorolt tengeralizati bazaltos kifejlődések is ismertek. Ezeken a helyszíneken tehát egymás közelében, feltehetően a Neotethys triász időszaki, előrehaladott riftesedéséhez kapcsolódó (Buda és Kiss, 1980, Haas és Kovács, 2001, Kovács *et al.*, 2008), illetve jura időszaki, feltehetően ív mögötti vulkanizmus (Harangi *et al.*, 1996, Aigner-Torres és Koller, 1999) termékei nyomozhatóak. Párnalávák, hialoklasztit breccsák és peperitek tanulmányozhatóak, együtt a kapcsolódó hidrotermás és metamorf (kis-fokú alpi metamorfózis, Árkai, 1983, Sadek Ghabrial *et al.*, 1996) kifejlődésekkel.

A magyarországi előfordulások tengeralizati vulkáni fácieseit korábban nem azonosították, ennek oka többek között a tektonikailag igen zavart környezet, s az ennek következtében sehol sem teljes egészében nyomozható vulkáni szerkezet lehetett. A hruškovci kőfejtő (Kálnik-hegység, Horvátország) vizsgálata, melynek a Darnó-heggyel való genetikai rokonságát munkám előtt is feltételezték (Dimitrijević *et al.*, 2003), kiváló segítséget nyújtott, hiszen ott egy teljes tengeralizati bazalt kriptodóm szerkezete jól ismert, valamint részleteiben tanulmányozott (Borojević *et al.*, 2000, Palinkaš *et al.*, 2008).

A Belső-Dinaridák ofiolitos övében az óceáni állapothoz kötődő magmás kőzetsorozatok mellett előfordulnak a triász korai riftesedéshez köthető tengeralizati vulkáni egységek is. A Kálnik-hegység és a Darnói-egység dinári kapcsolata megkövetelte, hogy e területen is végezzünk összehasonlító vizsgálatokat. Erre a célra a Vareš melletti Smreka (Bosznia-Hercegovina) kőfejtő többségében peperites párnaláva kifejlődéseit, valamint a Stragopetra-hegy Avdella Melanzsában (Görögország) található, feltehetően triász, szintén többségében peperites blokkokat választottuk ki. Vizsgálataim kiterjesztése a dinári területekre egyben a nagyléptékű földtani korrelációt is lehetővé tette.

Céljaim közé tartozott tehát a darnói-egységi, a kálnik-hegységi, a vareš-smrekai, valamint a stragopetrai előfordulások kapcsolatrendszerének tisztázása, alátámasztása. Ezzel a korábban több oldalról is felvetett kapcsolat további árnyalásához, vagyis a Bükki-egység

¹ Peperit (definíció): *in situ* módon, a magma nem konszolidált, vagy rosszul konszolidált, tipikusan nedves üledékbe való benyomulása, keveredése során keletkező kőzet (White *et al.* 2000).

dinári származásához kívántam újabb adatokat szolgáltatni. Ezen újabb adatok közé tartozott a különböző képződmények egykori tengeraljzati lávafolyásban való helyzetének meghatározása (vulkáni fáciesek azonosítása), a hidrotermás folyamatok egyedi és általános törvényszerűségeinek (itt már szerepet kaptak a jura bazaltok is) leírása és modellezése, a földtani korreláció szempontrendszerébe való beemelése. Erre irányuló részletes vizsgálatokat a magyarországi, bosznia-hercegovinai és görögországi területeken eddig még nem végeztek.

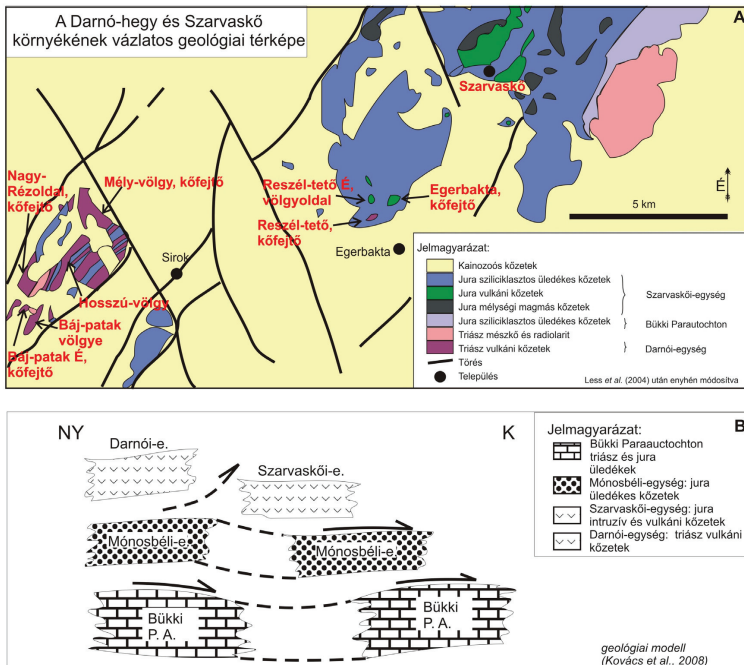
Ezekon felül természetesen cél volt az is, hogy olyan jellemzőket keressünk, amelyek segítségével az egymás közelében található, riftesedéshez kötődő, valamint a Neotethys későbbi történetéhez kötődő párnalávák megbízhatóan elkülöníthetők, megkönnyítve ezzel a területeken a későbbi térképezési munkát is. Mindebben fontos szerepet kapott a darnói-egységi, valamint a szarvaskői-egységi bazaltok összehasonlító jellemzése.

Az itt felsorolt célok hozzájárulnak a magyarországi egységek és származási területük közötti korrelációhoz, valamint a tengeraljzati vulkanizmushoz kapcsolódó hidrotermás folyamatok pontosabb megismeréséhez is.

2. Földtani háttér, kutatástörténet, tengeralfizati lávafolyásokra és peperitekre vonatkozó ismeretek

2.1. A Darnói-egység magmatitjainak földtana és kutatástörténete

A Darnói-egység (1. ábra, A, B) az ALCAPA blokk (melynek elnevezése az „Alp, Carpathian, Pannonian” rövidítésből ered, Csontos, 1995) Pelsői-nagyszerkezeti-egységén belül a Bükki-egység részének tekinthető. A körülbelül 7 km²-es terület, vagyis a Darnó-hegy és környéke, a bükki szerkezetek nyugati folytatásaként értelmezhető. Ebben a takarós szerkezetben a legújabb földtani modell szerint legalul a Bükki-parautochton található meg (paleozoós-felső jura képződményekkel), majd felette a Mónosbéli-egység (jura, elsősorban lejtő eredetű üledékes kőzetekkel), efelett a Szarvaskői-egység következik (jura, nem teljes ofiolitos sorozat, társuló üledékekkel), végül legfelső pozícióban a Darnói-egység található meg (triász, jura szubmarin vulkanizmusához köthető kőzetek, valamint társult üledékek) (Csontos, 1995; Csontos, 1999; Haas és Kovács, 2001; Kovács *et al.*, 2008).



1. ábra: A Darnói-egység és a Szarvaskői-egység vázlatos földtani térképe (A) és a régió szerkezeti modellje (B)

A XIX. században a Darnó-hegyen több alkalommal is természetész előfordulásokat azonosítottak, melyek kutatására 1853-ban egy tárót is kihajtottak a Báj-patak völgyében (Áldáska-táró). Ennek hatására a XX. század első felében ércföldtani kutatás indult a régióban (l. például Papp, 1938; Mezösi és Grasselly, 1949; Kiss, 1958), mely munkák azonban a terület földtanának ill. magmás kőzeteinek értékelését nem tűzték ki célul, sokkal inkább az ércesedés kialakulásának megértését tekintették feladatuknak. Kiss (1958) részletes képet adott a hosszúvölgyi bazaltokról, ám nem tett különbséget a különböző korú és ilyenmód különböző eredetű vulkanitok között.

Néhány évtizeddel később, 1977 és 1979 között a recski érc kutatásokkal kapcsolatban a területen három darab 1200 m-es fúrás mélyült (Rm-131, Rm-135, Rm-136). Ezek feldolgozását Balla *et al.* (1980) végezte el. Eredményeik szerint a kőzetsorozat tipikusan óceáni karakterű, és átbuktatott pozícióban van, mivel az üledékes fedő van alul, és az óceáni kéreg magmás képződményei találhatók magasabb topográfiai helyzetben. Ezen felül azt is megállapították, hogy a darnó-hegyi környezet nem óceánközépi hátságokra jellemző, hanem egy kezdeti stádiumú tágulási övezetre. Míg ebben a munkában a darnói kifejlődéseket a középső-felső triász lillafüredi-miskolci magmatitokkal genetikai kapcsolatba hozható Szarvaskői-egység magmás képződményeinél fiatalabbnak tartják (l. alább), addig Balla (1987) már a Darnó-Melléte medence triász (ladini-karni) felnyílásáról beszél.

A fúrások rétegsoraiban felül a Darnói-egység *s.s.* található meg, amiben a párnalávák, és ezek üledékkel kevert változatai mellett csak mélytenegeri üledékek, radiaritok figyelhetők meg (triász-jura és jurá). Ebben az egységben a magmás kőzetek feltehetően középső-felső triász és esetleg középső jurá korú olisztolitként, valamint jurá üledékkel egykorú közbetelepülésként is megjelennek, tehát kétféle bázisos vulkáni kőzet különíthető el. Ezzel (egyes helyeken egyértelműen tektonikus) kontaktussal érintkezik az alsó egység, ami Mónosbéli-egység néven különíthető el. Ebben az egységben tengeraljzati lejtőüledékek találhatók, és az agyagpala mellett mészturbiditek is megjelennek, valamint olisztolitként vörös, hólyagüreges, egyértelműen triász korú bazalt is található benne vörös színű, szintén triász korú, Bódvalánke-típusú mészkővel (Józsa, 1999, Kovács *et al.*, 2008).

A bázisos vulkanitok szoros kapcsolatban vannak a feltehetően triász üledékekkel, így Buda és Kiss (1980) véleménye szerint koruk feltehetően középső-felső triász. E szerzők azt is kimutatták, hogy a nátriumban enyhén dúsult tengeraljzati bazaltok feltehetően korai rift stádiumban alakultak ki. Kubovics (1984) munkája szerint a darnó-hegyi mafikus magmatitok köpenyeredetűek, és néhány mély törés (talán rift) mentén kerültek a felszín közelébe. Erre a következtetésre petrográfiai és geokémiai vizsgálatok során jutott. Downes *et al.* (1990) az általuk triásznak tartott Darnó-hegyről a geokémiai vizsgálatok alapján azt állapította meg, hogy a Szarvaskői Komplexumtól eltérő tektonikai környezetben, talán kontinens szegélyen,

vagy esetleg óceáni szigetként keletkezett. Dosztály és Józsa (1992) szerint a darnó-hegyi párnalávák legvalószínűbb kora triász vagy esetleg jura, és a magmatizmus középszerű óceáni hátságokhoz köthető. A későbbiekben, ahogy a triász blokkok magasabb pozícióba kerültek, úgy csúszhattak leszakadó tömbjei a jura geoszinklinálisba.

Harangi *et al.* (1996) szerint a Darnó-hegyen és környékén található mafikus, ultramafikus kőzetek olisztolitként fordulnak elő egy olisztostróma sorozatban. A kőzet geokémiai vizsgálataik alapján egyértelműen MORB jellegűnek adódott, és ezért a Meliatikum feldarabolódott ofiolitos sorozatának részeként értelmezték. Tehát a darnó-hegyi magmatitok származási helye e szerzők szerint egy középső-késő triász óceánközépi hátság az egykori Vardar óceán északnyugati részében (Meliatikum). E képet Józsa (1999) tovább árnyalta; a fúrások bazaltjának részletes petrográfiai és geokémiai vizsgálata révén kimutatta, hogy a darnó-hegyi magmás kőzetek ofiolitokhoz sorolható óceánfenéki tholeitek, valamint gazdagodott és normál óceánközépi hátság jelleget mutatnak. Szerinte a Darnó-hegyen megfigyelhető kőzetösszetétel egy a középső triásztól létező, valamint a középső jurában ív mögött ismét kinyíló óceán litoszférájának képezhetette részét.

Mindezzel szemben többek, így például Kovács (1984), Haas és Kovács (2001), Dimitrijević *et al.* (2003), Kovács *et al.* (2008), Haas *et al.* (2011) szerint is a terület a Dinaridák északnyugati részével mutat rokonságot, és nem lehetett a szigorúan vett Meliata tektonosztratigráfiai egység része (részleteket l. később). A korreláció egészen a Hellenidákig való kiterjesztésének lehetőségét Kovács *et al.* (2011) mutatta be.

2.1.1. A Darnó-hegyen és környékén megfigyelhető képződmények

A Darnó-hegyen és környékén található kőfejtőkben (1. ábra, A) két egység figyelhető meg, és ezeket fedik a fiatal üledékek (l. fentebb, ill. Kovács *et al.*, 2008). Az alsó a Mónosbéli-egység, mely sötétszürke, fekete agyagpala, palás aleurolit, benne mészkő olisztostrómákkal. A Mónosbéli Formáció vastagsága több 100, akár 1000 méter. Ebbe települnek a mészkő testek, így a Darnó-hegy környékén is megtalálható Bükkzsérci Formáció (ooid turbiditeltől felépülő, vastag réteges, pados mészkő, vastagsága elérheti a 150 m-t is) és az Oldalvölgyi Formáció (mélyvízi kifejlődésű fekete palás aleurolit, benne mészkő rétegekkel, lencsékkel, vastagsága több száz méter). E formációk kora felső jura. A Mónosbéli egység alatt a Bükkiparautochton képződményei vannak. A felső egység a Darnói-egység, melyben párnaláva és tömeges bazalt is megfigyelhető, illetve közbeékelődött abisszikus üledék (vörös palás agyag, vörös radiarit és kékesszürke agyagpala) található meg (Császár *et al.*, 1997, Gyalog *ed.*, 2005, Pelikán *ed.*, 2005). A Darnó-hegyen megtalálható bázisos magmás kőzetek (helyenként radiarittal, kovapalával és agyagpalával váltakoznak) ideiglenes összefoglaló neve a Hosszúvölgyi Bazalt Formáció (Gyalog és Budai, 2004). A Darnói-egység fedőjében az

eggenburgi Darnói Konglomerátum található, majd az ún. „alsó riolituffa” következik, végül a Garábi Slír fedőjeként pleisztocén-holocén lejtőüledék és talaj zárja a rétegsort (Dosztály és Józsa, 1992).

2.1.2. A Báj-patak völgye és az attól északra található kőfejtő

A XIX. század folyamán a Darnó-hegytől délre található területen fellelt, akár több kilogrammos tömeget elérő termésváz leletek miatt intenzív kutatás indult meg, ami azonban csak az ércesedés vizsgálatára korlátozódott. Az uralkodóan vörössesszürke párnaláva szerkezetű bazaltban kalcit, laumontit és ritkán termésváz tartalmú teléreket találtak, melyek megkutatására tárót is létesítettek a völgyben (Áldáska-táró). A kutatás szerény eredménnyel zárult, így hamar felhagytak vele (l. Papp, 1938; Mezösi és Grasselly, 1949 ill. a bennük található referenciák).

A későbbiekben, egészen a XXI. század elejéig a terület kutatása nehézségekbe ütközött, mivel katonai objektumot helyeztek el a völgyben, így például Kiss (1958) a darnó-hegyi ércesedések vizsgálata során nem juthatott be oda.

A völgytől északra található bazaltos sorozat kitermelését 2007-ben kezdte meg egy bányavállalkozó. A bányanyitással kapcsolatos kutatások során petrográfiai jellemzést készítettek a többségében zöld színű, interszertális szövetű kőzetről és lehatárolták annak elterjedését is. Regisztrálták egy kovás, agyagos kőzettömb jelenlétét is a bazaltos sorozatban (Gasztonyi, 2006).

2.1.3. A hosszú-völgyi kőfejtő és környezete

A hosszú-völgyi kőfejtőben, illetve a völgyben és a bele torkolló árkok természetes feltárásainak egy részében uralkodóan zöld színű, finomszemcsés, ofitos szövetű bazalt található. A kőzet helyenként kisebb-nagyobb karbonátos-kovás fészkeket, ereket is tartalmaz, melyek közül a fészkes feltehetően a bazalttal egyidős, az eres pedig a kőzet megmerevedését követő magas hőmérsékletű hidrotermás folyamatok következménye lehet. A bazaltban jól meghatározható helyeken (pl. a hosszú-völgyi Pollner-tárónál) ÉNY-DK irányú telérek találhatók meg, amikben karbonát, kvarc és prehnit mellett kalkopirit és annak átalakulási termékei, így termésváz is található (Kiss, 1958). A völgy egyéb természetes feltárásaiban továbbá abisszikus üledékek, így vörös palás agyag, vörös radiolarit és kékesszürke agyagpala található. A bennük található radioláriák ladin-karni illetve bath-kallovi kort jeleznek (Dosztály *et al.*, 1998). Néhány feltárásban az ún. „alsó riolituffa” is megjelenik (Dosztály és Józsa, 1992).

2.1.4. A mély-völgyi kőfajták

A mély-völgyi kőfajtákban vörös, langobárdi korú radioláriákat tartalmazó radiolarit mellett erősen albitosodott interszertális szövetű bazalt található (Dosztály és Józsa, 1992). A bazalt általában hólyagüreges, tömbös megjelenésű, ritkán látható a párnaláva szerkezet (Dosztály *et al.*, 1998). A lelőhely bonyolult összetételére és felépítésére nyújt megoldást Gawlick *et al.* (*in prep.*) modellje, ami szerint a jura radioláriákat tartalmazó üledékes kőzetben találhatóak a triász radiolaritot és bazaltot tartalmazó blokkok.

2.1.5. A nagy-rézoldali kőfajták

Az uralkodóan zöld színű, finomszemcsés bazalt fölött a hegyoldalban eggenburgi korú kavics és konglomerátum, a Darnói Konglomerátum figyelhető meg (Less *et al.*, 2004). A bazalt többnyire párnaláva kifejlődést mutat és a kőfajták északi végében jura üledékekkel érintkezik; Mukherji (1972) szerint termális a kontaktus, míg Dosztály és Józsa (1992) szerint tektonikus kapcsolat áll fenn.

2.1.6. A részeltetői kőfajták

A terület a Darnó-hegytől keletre található, így a darnói magmatitok megismerését célzó kutatások hatásköréből kiesett. Less *et al.* (2004) Gömör-Bükk földtani térképe jura korú bazalt kibukkanását jelzi. A kőfajtákban a szürke bazaltot kívül jura üledékek, így a Bükkzsérci Mészko és az Oldalvölgyi Formáció kőzetei is megfigyelhetők.

2.2. A Szarvaskői-egység magmatitjainak földtana és kutatástörténete

A Szarvaskői-egység (1. ábra A, B) az ALCAPA blokk Pelsoi-nagyszerkezeti-egységén belül a Bükki-egység részének tekinthető. A Bükki-parautochtonra (mai helyzet szerint) ÉNY felől tolodott rá a ma alsó helyzetben levő, olisztosztróma komplexumot reprezentáló Mónosbéli-egység, valamint a felette található (ám annál idősebb), nem teljes ofiolithoz hasonló sorozatot tartalmazó Szarvaskői-egység (Dosztály *et al.*, 1998). E képződmények Szarvaskőnél egy színformában találhatók meg.

A Szarvaskői-egység ofiolitos jellegű sorozatának vizsgálata évtizedek óta a kutatások középpontjában van, aminek oka elsősorban a sorozat vitatható eredete, mivel több, a tipikus ofiolitos sorozatokra jellemző alkotó is hiányzik belőle. A vulkáni rész (párnaláva és tömeges bazalt is) jól fejlett, képződményeit Pelikán *ed.* (2005) a Szarvaskői Bazalt Formációba sorolta. Véleménye szerint bár a bazalt települési helyzete nem egyértelmű, feltehetően eredeti képződési környezetében van, mivel termális kontaktussal érintkezik a környező palával (mely

a Lök völgyi Pala Formációba sorolható). A Tardosi Gabbró Formációba sorolt plutoni sorozat felső részét alkotó gabbró és kapcsolódó plagiogranit is jól megőrzött. A gabbróhoz kapcsolódva, az intruzív test szegélyzónájában ultramafikus kőzettestek, így wehrlit, piroxenit és hornblendit is megjelenik, míg az igazi ofiolitos sorozatokra jellemző többi ultramafikus egység teljesen hiányzik.

Balla *et al.* (1980) és Kubovics (1984) eredményei is arra utalnak, hogy a magmatitok kialakulása feltehetően egy nyíló óceáni rifthez kötődik. Az utóbbi szerző azonban a szarvaskői magmatitokat a darnóiakkal egy komplexumba sorolja. Ezzel szemben Downes *et al.* (1990) azt állapította meg, hogy a legprimitívebb kőzetek a normál óceánközépi hátság bazaltokhoz (N-MORB) sorolhatók, de magma differenciáció is kimutatható, valamint az is, hogy a bazaltos olvadék egy sekély magmakamrában üledékes kőzetekkel kontaminálódhatott, illetve egy igen kisfokú alpi regionális metamorfózis hatásait is hordozzák (utóbbról részleteket ld. alább). Harangi *et al.* (1996) szerint a kőzetek egyértelműen óceánalzáti tholeiitek közé tartoznak (középtéceáni hátság bazalt, MORB), eredetükként kimerült MORB forrás köpenyt jelöltek meg, 10-25% olvadással. A bázikus magma frakcionációjával különféle bazalt és gabbró képződött, míg a kvarc-diorit és plagiogranit képződéséhez intenzív frakcionációs kristályosodás volt szükséges. Véleményük szerint a Kubovics (1984) által is említett üledékekkel való kontamináció, valamint a tengeralatti átalakulás, illetve a Downes *et al.* (1990) által jelzett kisfokú metamorfózis hatásai nem mutathatók ki. Szerintük a szarvaskői ofiolitok is az egykori Meliatikumból származnak, és e kőzetek kapcsolatba hozhatóak a Vardar-zónával, de genetikailag kapcsolatban voltak a Darnó-típusú bazaltokkal is. A Vardar-óceán záródásához kapcsolódó szubdukciós zóna mögött ívmögötti medencék alakulhattak ki, és ezek kinyílásához kapcsolható a szarvaskői mafikus és ultramafikus kőzetek képződése. Ezzel a keletkezési környezettel Aigner-Torres és Koller (1999) is egyetért, hozzátéve, hogy ilyen magma egyszerű MORB forrás frakcionációjával nem jöhet létre, a környező üledékek asszimilációja is szükséges volt. Dosztály *et al.* (1998) leírása szerint Szarvaskőnél egy kettős vulkáni gyűrűs szerkezet figyelhető meg, vagyis a rétegsor egy „seamount” rekonstruálásával felépíthető.

A szarvaskői és a mónosbéli sorozatok tektonikai helyzetéről Balla (1987) megállapította, hogy azok minden bizonnyal takarókat alkotnak, és a takarók sorrendje fordított, ami a gravitációs takarók fontos jellemvonása. Szerinte e takarók gyűrődése az áttolódás utánra tehető. A Szarvaskői-egység Bükki (Nagyfennsík)-parautochtonon való takarás elhelyezkedését Csontos (2000) bizonyította, ill. Kovács *et al.* (2008) is megerősítette. Előbbi szerző véleménye szerint azonban a Nagyfennsík-parautochton és a Szarvaskői-egység keletkezésükkor kapcsolatban álltak egymással, vagyis az óceán kivékonyodott kontinentális szegélye volt a Nagyfennsík-parautochton, míg Szarvaskő környékén a szubdukció indult be,

és később egy akkréciós prizma alakult ki. Vagyis Csontos (2000) a szarvaskői magmatitok keletkezési helyéül szigetív mögötti medencét, óceáni szubdukciós övet jelölt meg.

A szarvaskői környéki gabbró korának Árváné Sós *et al.*(1987) jurát határozott meg; a gabbró kontaktusán található, a benyomulás idejében keletkezett kontakt szaruszirt muszkovitájában az átlagos kor 165 ± 5 millió év, míg a gabbróban található amfibolok átlagos kora 166 ± 8 millió év. Munkájukkal alátámasztották továbbá az egész területet ért utólagos metamorf hatás létezését, mely a krétában, az ausztróalpi hegységképződési fázisban (Árkai *et al.*, 1995 szerint az eo-hellén és az ausztriai fázis között) következett be. A metamorf esemény az egész egységben megfigyelhető, Árkai (1983) és később Sadek Ghabrial *et al.* (1996), ill. Árkai (2001) is nagyon kisfokú és kisfokú alpi metamorfózisként jellemezte azt. Balogh és Pécskay (2001) Ar-Ar koradattal alátámasztotta a korábbi mérési adatokat, hiszen ők $162,9 \pm 0,9$ millió éves kort kaptak. Bár a Szarvaskői Bazaltból közvetlen koradat nincsen, Pelikán *ed.* (2005) szerint ez a 165 millió éves adat erre a formációra is érvényesnek vehető. Az újabb, egyes amfibolszemcséken lézerablációs Ar-Ar eljárással mért koradatok is alátámasztják a 165 millió éves kort (Molnár F., nem publikált adatok).

A szarvaskői ofiolitokban található gabbrópegmatitok vizsgálatokor Péntek *et al.* (2006) részletes képet adtak a magmatizmushoz kapcsolódó tengeralatti hidrotermás, ill. későbbi, metamorf kőzetátalakulásról, ami $250 - 400^\circ\text{C}$ -on a zöldpala fáciesre jellemző ásványokat hordozó átalakulás kialakulásához vezetett. Ezen többfázisú folyamaton túl a korábbi kutatások által (pl. Árkai, 1983, Árkai *et al.*, 1995, Sadek Ghabrial *et al.*, 1996, Árkai, 2001) kimutatott alpi regionális metamorfózis ($270 - 285^\circ\text{C}$ hőmérséklet, 150-200 MPa nyomás) hatásait is igazolták, ami ott a kőzetek deformációjában, vastag kalcit-kvarc-albit-prehnit tartalmú erezésekben nyilvánult meg.

2.2.1. Szarvaskőn és környékén megfigyelhető képződmények

Szarvaskőn és környékén alapvetően két takaró képződményei figyelhetők meg (1. ábra, A); a Szarvaskői- és a Mónosbéli-egységek (Less *et al.*, 2004). A Szarvaskői-egység kiömlési kőzetei a Szarvaskői Bazalt Formációba sorolhatóak. A párnaláva és tömeges megjelenésű bazalt a környéken számos természetes és mesterséges feltáráspan tanulmányozható, és helyenként blokkokat formálva található meg a Mónosbéli Formációcsoporthoz jura üledékében. A mélységi magmás kőzetek a Tardosi Gabbró Formációba sorolhatók. A jellemző gabbrón kívül helyenként ultramafikus kumulátumok, így hornblendit, Fe-Ti-gazdag wehrlit valamint a gabbróhoz kapcsolódó plagiogranitok jelennek meg (Szentpétery, 1953; Pelikán *ed.*, 2005). A szarvaskői Kecskefark-hegy az olivin, diállág, amfibol és magnetit-tartalmú wehrlit *locus typicus*-a, bár mára már igazán jó feltárása megsemmisült (Papp, 2002). A magmás testtel kontaktusban figyelhető meg a turbiditokból felépülő,

anchizonális metamorfózis hatására palásodott Lök völgyi Formáció (aleuritpala, homokkőpala, konglomerátum), melynek vastagsága 300-500m, kora felső dogger-malm. A Mónosbéli Formációcsoportot helyenként 1000 m-t is meghaladó vastagságú uralkodóan agyag, aleurit, benne radiolarit, mészkő, homokkő betelepülésekkel (olisztosztróma; Csipkéstetői Radiolarit, Vaskapui Homokkő, Oldalvölgyi Formáció, Bükkzsérci Formáció, Rocsavölgyi Formáció és Mónosbéli Formáció) jellemezhető kőzetsorozat képviseli. A feltehetően mélyvízi környezetben, sekélytengerből zagyákkal, üledékfolyással áthalmozódott üledékek felhalmozódásával kialakult formációcsoport felső dogger, malm korú. A szarvaskői területen e képződmények miocén fedőjét elsősorban a Felnémeti Riolittuffa, az Egyházasgergei Homokkő, a Salgótarjáni Barnakőszén és a Kozárdi Formációk alkotják (Császár *ed.* 1997, Gyalog és Budai, 2004, Pelikán *ed.* 2005).

2.2.2. A szarvaskői párnaláva feltárások

Számos természetes és mesterséges bazalt feltárás ismert Szarvaskő településen és környékén (Szentpétery, 1953), például a szarvaskői Vár-hegy ill. a vasút bevágásai. A döntően porfirós szövetű bazalt gyakran párnaláva kifejlődést mutat, de homogénebb megjelenés is előfordul. A párnaláva kifejlődésű területeken hialoklasztit breccsát is tartalmaz (Pelikán *ed.*, 2005). A Vár-hegy bazaltját a Lök völgyi Formációba sorolható agyag-, aleurit-, finomhomok- és helyenként mangánlencsés palakőpeny veszi körül, benne elvétve előfordulnak bazalt tömbök, melyek kontaktusa Pelikán (2005) szerint termális.

2.2.3. Az egerbaktai kőfejtő és környezete

Az egerbaktai kőfejtőben és környékén találhatóak a Szarvaskői Bazalt Formáció legnyugatabbi előfordulásai. Ezen kívül megfigyelhetők itt a Mónosbéli Formációcsoport képződményei is. Az egerbaktai kőfejtőhöz igen közel, a Reszél-tetőtől északra, a völgyoldalban fellelhető feltárás szintén a szarvaskői típusú bazalt blokkjait tartalmazza a Mónosbéli Formációcsoport palájában (Less *et al.*, 2004), ám ott természetes kibukkanásban. A kőfejtőben vitroporfirós, interszertális szövetű párnaláva bazalt tanulmányozható (Pelikán *ed.*, 2005). A kő-völgyi kőfejtő néven is ismert egykori bánya a bazalt erezésein fellelhető igen változatos ásványparagenezisről (fluorapofillit, datolit, epidot, goethit, hematit, kalcit, kalkopirit, kuprit, kvarc, malachit, pirit, pirrotin, prehnit, pumpellyit, tenorit) is ismert (Szakáll *et al.*, 2005).

2.3. A Kalnik-hegység (Horvátország) magmatitjainak földtana és kutatástörténete

A Kalnik-hegység (2. ábra, A) Horvátország északi részén található, Zágrábtól ÉK-re 60 km-re. A hegység az Adria-blokkban elhelyezkedő Észak-Nyugat-Dinaridák, azon belül is a

Zagorje-középdunántúli-egység (Pamić és Tomljenović, 1998) része, amely egység a Zágráb-Zemplén-vonal és a Periadriai-vonal között helyezkedik el. Benne négy fő tektonosztratigráfiai csoport különíthető el, kelet-nyugati csapású övességet létrehozva (szemben a Központi-Dinaridák DNY-ÉK zonalitásával). A tektonosztratigráfiai csoportok a következők: tektonizált ofiolitos melanzs, paleozoós-triász magmás-üledékes komplexum kora kréta metamorfózissal felülbélyegezve, a felső kréta-paleocén flis, valamint a triász törmelékes és platformkarbonát képződmények (Pamić és Tomljenović, 1998). A Zagorje-közép-dunántúli-egység délkeleti részén található ofiolitok a Dinári Ofiolitöv legészaknyugatabbi előfordulásait jelentik, tehát tulajdonképpen a Belső Dinaridák északnyugati határa itt húzható meg, míg a Külső Dinaridák folytatódik a Déli-Alpokban (Pamić, 1997, Pamić és Tomljenović, 1998).

A Kalnik-hegységben –ellentétben a tőle nem messze található Medvednicával, ahol mind a négy fentebb említett tektonosztratigráfiai egység megtalálható– csak kettő található meg a fő tektonosztratigráfiai egységekből: északon az ofiolitos melanzs, délen pedig a felső kréta-paleocén flis. A tektonizált ofiolitos melanzs a legalsó szerkezeti egység a mai helyzetben. Igen kaotikus, palás-iszapos mátrixban bazalt, szerpentinit, radiolarit, pala, exotikus mészkő és grauvacke is található. A mészkővek kora a triáztól egészen a paleocénig terjed a Kalnik-hegységben (míg másutt csak korai krétáig). Általánosságban véve ez az ofiolitos melanzs dinári jelleget mutat, de néhány eltérő sajátosság azért előfordul; így például a Dinári Ofiolit Zónában a legfiatalabb mészkő títón korú, vagy míg a Dinári Ofiolit Zónában nagy ultramafikus masszívumok jellemzőek, addig itt csak kisebb ultramafikus tömbök fordulnak elő (Pamić és Tomljenović, 1998). A melanzs igen változatos megjelenése, kaotikus jellege miatt számos kutatás folyt a régióban, melyek eredményeképpen hosszú ideig a kréta időszaki vulkáni-üledékes folyamatokhoz kötődő keletkezést tartották a leginkább elfogadhatónak (Vrkljan, 1994). Ezzel szemben Pamić (1997) újabb eredményei rávilágítottak a jura melanzs eredetre, bár munkája nem terjedt ki annak a kérdésnek az eldöntésére, hogy vajon ezen párnalávák képződése igazi óceánhoz kötődik, avagy inkább korábbi stádiumot, a riftesedést képviselik. A kalnik-hegységi párnaláva sorozat triász korát a bazalttal együtt megjelenő üledékekben található radioláriák és konodonták segítségével sikerült igazolni, így a Neotethys riftesedéséhez kötődő eredet bizonyításra lett (Palinkáš *et al.*, 2000). A késő kréta kollíziós események során aztán az egész egység tektonikusan szétdarabolódott, és egy kaotikus melanzs összlet részévé vált (Palinkáš *et al.*, 2008).

A riftesedéshez kötődő üledékes és magmás képződmények a Dinaridák többi részén diszkrét zónákban, mind az Adriai-Dinári Karbonátplatformban, mind a Paleozoós-Triász-takaróban nyomozhatók. A kezdeti, késő-perm riftesedést csak kismértékű magmatizmus jellemezte és még a kora-triászban is ez volt a jellemző. A magmatizmus legintenzívebb időszaka a ladiniban volt, amikor feltehetően szűk medencék is felnyíltak, melyekben mélyvízi

képződmények, így kovás üledék, pélite és mészkő is képződhettek a szinszediment, riftesedéshez köthető magmatizmussal egyetemben. A vulkáni kőzetek eredetűl a kontinentális kéreg jelölhető meg. A riftesedési folyamat aztán oda vezetett, hogy a késő triász végétől/kora jura elejétől a Tethys óceán dinári ágának felnyílásáról beszélhetünk, melyre magmás kőzetképződés szempontjából az igazi ofiolitos sorozatok képződése a jellemző (Pamić *et al.*, 1998, Pamić *et al.*, 2002.). Ez utóbbi kifejlődés azonban a Kalnik-hegységben nem ismert, ott a perm-triász időszakai korai riftesedéshez kapcsolható vulkáni és üledékes kőzetek figyelhetők meg (Pamić *et al.*, 2002, Pamić és Balen, 2005).

2.3.1. *A hruskoveci kőfejtő*

A hruskoveci kőfejtő (2. ábra, A) egy bazalt kriptodómot tár fel, mely részben nedves, nem konszolidált karbonátos és sziliciklasztos üledékekbe nyomult be. A bazaltot befogadó összlet tűzkőből, mikrites mészkőből és agyagpalából áll. A tűzkőben található radioláriák alapján a szubmarin vulkanizmus kora karni-nóri (Borojević *et al.*, 2000). A mészkőből sikerült konodontákat is kimutatni, melyek szintén a triász időszakai keletkezést támasztják alá (Palinkaš *et al.*, 2000, 2008).

A magmás testben a befogadó üledékes kőzetekhez viszonyított kapcsolat alapján több fácies megfigyelhető, és lényegében kiömlési kőzetek komplex sorozatáról van szó. E fáciesek a következők 1) „pszeudo párnaláva”, vagy „koherens párnaláva” a dómszerkezet közepében, 2) „tömött illeszkedésű párnaláva” a dómszerkezet peremi zónáiban, 3) *in situ* hialoklasztit a dómszerkezet felső, tengervízzel érintkező részén, 4) izolált párnaláva breccsa, mely a dómszerkezettől távolabb keletkezett, 5) párnaláva darabos breccsa, mely proximális fácies és 6) peperites hialoklasztit a dómszerkezet üledékben elhelyezkedő peremi részén (Borojević *et al.*, 2000, Palinkaš *et al.*, 2000, 2008). A magmás test benyomulásakor hidrotermás tevékenység is jellemző volt, melynek eredményeképpen hidrotermás ásványokkal (kalcit, kvarc) kitöltött erek hálózattá be a kőzetet, illetve ilyen ásványok adják a hialoklasztit breccsa cementjét is, valamint a párnalávákban belül található üregek kitöltését is (kalcit, kvarc, pumpellyit, klorit, epidot) (Borojević *et al.*, 2000).

2.4. A Borovica-Vareš-Čevljanovići-Kalinovik-zóna (Bosznia-Hercegovina) földtana és kutatástörténete

A bosznia-hercegovinai Borovica-Vareš-Čevljanovići-Kalinovik-zóna (2. ábra, B) (Karamata *et al.*, 2000) az Adria-blokkon belül a Központi-Dinaridákban található, a Dinári Ofiolitos Öv területéről délre. A Dinaridák jellemző öves felépítése a Központi-Dinaridákban igen jól követhető, szemben az Északnyugati-Dinaridák elfordult, Periadriai-lineaments által kontrollált zonalitásával (1. fentebb). Szabályos, délnyugattól északkelet felé haladó zonalitás

jellemző; legnyugatabbra az Adriai-Dinári (triász) karbonátplatform vagyis a Külső-Dinaridák található, kelet felé pedig a Belső-Dinaridák, így a Boszniai Flis-zóna, azaz a passzív kontinentális perem képződményei, a Dinári Ofiolitöv (jura-kréta), valamint a Száva-Vardar-zóna, vagyis az aktív kontinensperem képződményei (Pamić *et al.*, 1998, Hrvatović, 2006).

A Borovica-Vareš-Čvrljanovići-Kalinovik-zóna a paleozoós-mezozoós allochton sorozat részeként értelmezhető és triász magmás kőzeteket is tartalmaz (Trubelja *et al.*, 2004). Ezzel szemben Hrvatović (2006) a paleozoós-mezozoós allochton sorozatot úgy definiálja, hogy az a Neotethys dinári képződményei alatt található képződményeket foglalja magába, és a Vareš környéki kőzeteket nem ebbe az egységbe, hanem az ofiolitos zóna melanzs képződményei közé sorolja. Szerinte Vareš környékén északi irányban egymásra tolt takarók sora figyelhető meg; legalul (és így legdélebbre) a karbonátplatform egységbe sorolható Boszniai Palahegység található, fölötté előbb a Boszniai Flis kréta tagozata (anyaga főleg a karbonátplatformból származik), majd annak a jura-kréta tagozata (anyaga főleg az ofiolitos zónából származik) következik. E felett található meg az ofiolitos melanzs takarója.

A területen található triász magmatitok keletkezési környezeteként Pamić (1984) riftesedő kontinentális kérget jelölt meg, mivel a bazaltos párnaláva kőzetek geokémiája kontinentális kéregeredetű komponenseket is jelez. Így ezt a szubmarin vulkáni tevékenységet egy előrehaladott kontinentális riftzónába helyezhetjük. Ezt a nézetet osztotta Karamata (2000) is, aki szerint ez a régió a késő perm-től a késő triászig az intrakontinentális riftesedés déli részén volt megtalálható, majd később a dinári ofiolitöv déli pereme lett. Ezzel szemben Trubelja *et al.* (2004) eredményei arra utalnak, hogy a területen megfigyelhető magmatitok valószínűleg szubdukcióhoz köthetők.

Habár Bosznia-Hercegovinában igen sokféle triász magmás kőzettípus figyelhető meg a bazalttól/gabbrótól a riolitig/gránitig, ezek térben, genetikailag, és geokémiai szempontból is egységesnek tűnnek (Trubelja *et al.*, 2004). A kiömlési kőzetek leginkább a középső triászban voltak jellemzők, a vulkanizmus csúcsa a ladiniben volt. Nemcsak piroklastitok jellemzők, de párnalávák is kialakultak, melyek vízalatti kitöréseket jeleznek. Néhány zónában, így például Varešnél is, megfigyelhető a kiömlési kőzetek keveredése is az üledékes anyaggal (Trubelja *et al.*, 2004).

2.4.1. A vareš-smrekai kőfejtő

A kőfejtő (2. ábra, B) környékének vizsgálata során Karamata *et al.* (2000) a kiömlési kőzeteket egy alsó és egy felső típusra osztotta, míg körülöttük anizuszi mészkő, márvány és ladini kovás üledékek jelenlétét jelzi. Az alsó típus főképp zöld párnalávákból áll, melyek között olykor összefüggő párnaláva és kőzettelér is található, míg a felső típusban főképp *in*

situ és átülepített hialoklasztitok találhatók összefüggő és szorosan illeszkedő párnaláva betelepülésekkel, ritkán kőzettelésekkel. A jelenleg is fejtés alatt álló bányában a felső egység vizsgálható, míg annak közvetlen szomszédságában de tektonikus kontaktussal anizuszi mészkő fordul elő (Hrvatović H., szóbeli közlés).

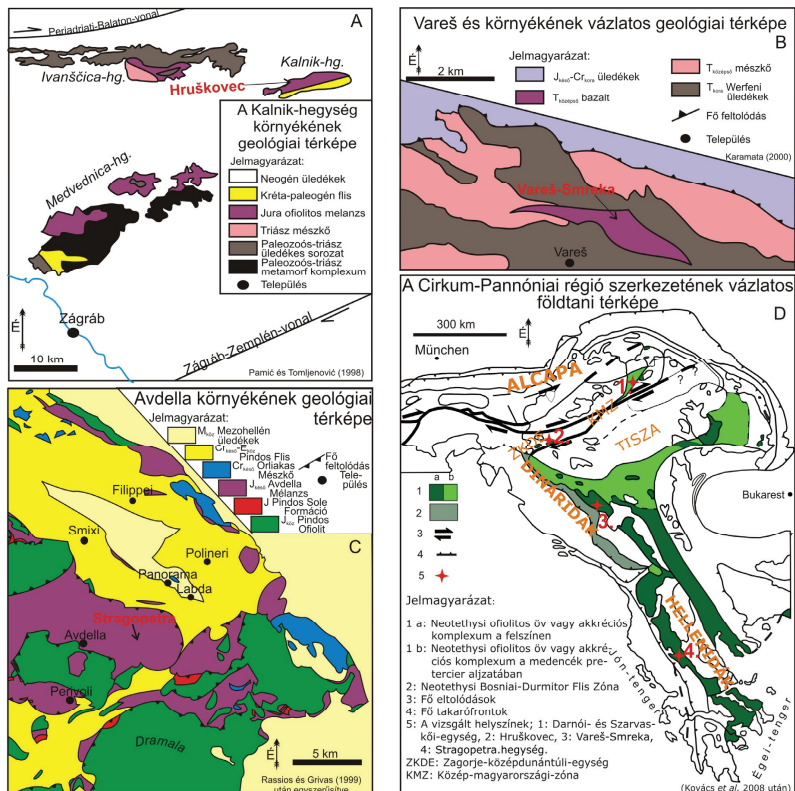
2.5. Az Avdella Melanzs (Görögország) földtana és kutatástörténete

Az északnyugat-görögországi Avdella Melanzs (2. ábra, C) a Pindos-zónában található, amit nyugatról a Mezohellén-egység, míg keletről a Külső-Hellenidák határol. A Hellenidákban – hasonlóan a Dinaridákhoz – öves felépítés jellemző. A legnyugatabbra található Külső-Hellenidák triász-eocén platformkarbonát és flis képződményeket tartalmaz, míg a Pindos-zónát követő Mezohellén-egység elsősorban molasszból és egyéb törmelékes üledékekből áll. Ettől keletre található a Pelagóniai-zóna paleozoós-jura metamorf és karbonátos kőzetekkel, majd a Vardar-zóna ofiolitjai ill. a jura-tercier apuliai eredetű metakarbonát és flis, azaz az Olympos-komplexum következik. A Pindos-zónában 5 fő tektono-sztratigráfiai egység különíthető el: 1.) a triász bazaltot és üledékes blokkokat is tartalmazó melanzs, 2.) a jura ofiolitos sorozat, 3.) a mezozoós pelágikus és platformeredetű üledékes sorozatok turbidites lejtőüledékekkel, 4.) a felső kréta platform karbonátok valamint 5.) a felsőkréta-eocén flis (Jones és Robertson, 1991).

Az Avdella Melanzsot jura akkréciós melanzsként értelmezik, ami jelenleg a jura időszaki (kora: 170,9 millió év), több, mint 2000 km²-es takarókomplexumot alkotó Pindos Ofiolit alatt található meg, DK-i irány felé rátolva a késő-kréta-eocén Pindos Flis Formációra. (Jones és Robertson, 1991). Néhány centimétertől akár kilométeres nagyságrendig triász-középső jura pelágikus karbonát és tűzkő blokkok ill. bazalt és szerpentinisedett óceáni litoszféra tömbök is találhatóak a mészkő, ill. helyenként aleurit és agyag (részben kovásodott) mátrixú kőzetösszetben (Rassios és Moores, 2006). A melanzs jellemzője, hogy eltekintve az ofiolitokkal való közvetlen kontaktus zónájától, nem metamorfizált. Bazaltok geokémiai vizsgálata alapján Jones és Robertson (1991) óceán középi hátság eredetet állapított meg, míg Kovács *et al.* (2010) a bazalttal keveredő üledékes kőzetek alapján triász kort igazolva a Neotethys korai riftesedéséhez kötötte a magmás képződmények kialakulását.

2.5.1. A *Stragopetra*-hegy

A hegy (2. ábra, C) legjellemzőbb képződménye az Avdella Melanzs, aminek számos kibukkanása ismert, leginkább Avdella falu környékén (Jones és Robertson, 1991). A melanzs képződményeit a hegy körül északról és keletről a késő-kréta-középső-eocén Pindos Flis, délről és északnyugatról a középső-jura Pindos Ofiolit határolja (Rassios és Grivas, 1999).



2. ábra: A vizsgált dinári és hellénidák-beli területek vázlatos földtani térképei (A-C), valamint vázlatos szerkezeti térkép (D).

A hegy számos feltárásából ismertek triász üledékes kőzet blokkok, melyek korát radioláriák, ammonoideák ill. konodonták segítségével határozták meg. Ezek között olyan blokk is található, ami a szürkésvörös, gyakran hólyagüreges bazalt egyértelmű fedője, így a vulkanit minimális kora középső-triász (Migros és Tselepidis, 1991, Oszvárt *et al.*, 2010, Kovács *et al.* 2010).

2.6. A vizsgált triász képződmények kapcsolatrendszere és ezek viszonya a jura magmatitokhoz

Számos korábbi munka (pl. Harangi *et al.*, 1996, Csontos, 2000, Velledits, 2006, stb.) a s.s. Meliatikum tektonosztratigráfiai egységet nevezte meg a darnói triász magmatitok

származási helyéül, ám a mai értelmezés szerint ez a kapcsolat felülvizsgálatra szorul. Haas és Kovács (2001) kimutatta, hogy a Bükk-i egység a jellemző déli vergenciájú szerkezetével, valamint a tipikus dinári kifejlődésével a Dinaridák eltolódott darabja kell, hogy legyen, és semmiképpen nem tartozhatott a Meliatikum tektonosztratigráfiai egységhez. Véleményük szerint ezt támasztja alá az is, hogy mivel a Meliatikum az ausztoalpi takarórendszerhez tartozik, így az ott jellemző északi vergenciát kellene látnunk, ám ez a Bükkre nem jellemző. Tehát a Bükk-Szarvaskő-Darnó blokk körülbelül 400 km-es eltolódást szenvedett a Pelso nagyszerkezeti egység déli határa mentén. Ezt a nézetet támasztja alá Dimitrijević *et al.* (2003) munkája is, mely szerint mind a Darnói-, mind a Szarvaskői-egységek a neotethysi akkréciós komplexumok kis maradványaiként értelmezhetők, melyek a Zágráb-Zemplén-vonal mentén tolódtak át az Északnyugati-Dinaridákból Északkelet-Magyarországra. A dinári eredetű fragmentumok az Alp-Dinári kollíziós zónából kerültek a Pannon-medence Páriadi-Balaton vonal és Közép-Magyarországi-vonal (Zágráb-Zemplén-vonal) által bezárt Közép-Magyarországi-zónába a késő-paleogénben végbement, körülbelül 400 km-es jobbos oldaleltolódás és az ALCAPA és Tisza közötti kora-miocén ellentétes irányú rotáció során (Csontos és Vörös, 2004, Schmid *et al.*, 2008). Dimitrijević *et al.* (2003) azt is bemutatta, hogy ezek az egységek sokkal több hasonlóságot mutatnak a nyugatabbi, ún. Dinári Ofiolitövvel, mint a keletebbi ún. Vardar Zónával. Ezt a véleményt osztja Kovács *et al.* (2008) is, mivel szerintük a Mónosbéli-egység karbonát turbitjeivel analóg képződmények ismerhetők fel a Boszniai Fliszónában. A neotethysi akkréciós komplexum eredetét Haas *et al.* (2011) is igazolta; szerinte a terület triász-jura medence- és lejtőfácies képződményeinek jellemzői, valamint képződési körülményei megfeleltethetők a Dinaridák ismert modelljeinek.

A fentiek alapján a Bükk paleozoós és mezozoós képződményeinek analógiái tehát a Déli Alpok, Karavankák, Dinaridák vonulatban fedezhetők fel (2. ábra, D). A bükk-i perm és triász rétegsor részletei jórészt megegyeznek a Jadar-blokk (Nyugat-Szerbia) rétegsorával, így a terület származási helyéül a Belső-Dinári-zóna nevezhető meg (Pelikán *et al.*, 2005). Haas *et al.* (2006) szedimentológiai és őslénytani-földtani alapon is alátámasztotta a korábban is feltételezett paleogeográfiai kapcsolatot a jura során a Darnói- és Bükk-i-egységek valamint a Dinaridák között. A korreláció alapja, hogy az észak-magyarországi képződményekhez hasonló, tehát középső, késő jura platformfáciesű képződmények, valamint platformelőtéri-, lejtő- és áthalmazott medenceüledékek a tágabb régióban csak a Dinaridákból ismertek.

Pamić (1997) szerint a Kalnik-hegység a Dinári zónában található ofiolitos zóna legészaknyugatabbi előfordulása. Ez a terület igen jól korrelálható a körülötte található ofiolitos zónákkal, így a Belső-Dinári ofiolitokkal is, illetve a Bükk-hegység környéki ofiolithoz hasonló képződményekkel is. Az ofiolit komplexum egy jura olisztostróma melanzsban (tehát tektonikusan erősen átrendezett környezetben) található mind a Darnó-Szarvaskői-egységben,

mind a Kalnik-hegység esetében. Ezt a véleményt erősíti meg Kovács *et al.* (2010) is, mivel szerintük a Darnói-egység a Belső-Hellén, Belső-Dinári neotethysi akkréciós komplexum eredeti helyéről áthelyeződött darabjaként értelmezhető. Ez az akkréciós komplexum feltehetően Észak-Görögországtól Északnyugat-Horvátországig nyomozható, Magyarországhoz legközelebbi darabja Kalnik-hegységben van, de a munkában több más példát hoznak, így albániai, szerbiai lelőhelyeket is bemutatnak, de a bosznia-hercegovinai vareši, a görögországi stragopetrai lelőhely is említésre kerül.

A darnói és a szarvaskői magmatitok egymáshoz való viszonya évtizedek óta vitatott téma a hazai szakmai irodalomban. Míg Balla (1980) szerint ha e két képződmény genetikai kapcsolatba hozható egymással, akkor mindenképp a darnói képződmények a fiatalabbak, addig Dosztály és Józsa (1992) az addigra már bizonyítottan jura (165 millió év, Árváné Sós *et al.*, 1987) korú szarvaskői képződményeknél idősebbnek, triász korúnak véli a darnói kőzeteket. Több szerző is kiemelte, hogy e két kőzettípus eltérő környezetben képződött; a darnói magmatitok keletkezési helyeül főleg triász óceánközépi hátságot jelölnek, míg a jura magmatitok feltehetően az óceán záródásához, óceáni ív mögötti medencék kinyílásához köthetők (Kubovics, 1990, Downes, 1990, Dosztály és Józsa, 1992, Harangi *et al.*, 1996). A jelenlegi geotektonikai modellek szerint a Szarvaskői-egység képződése feltehetően a Vardar-óceánban történt, ahol a tengeraljazati magmatizmus a középső-triásztól a késő-juráig/korakrétáig tartott, majd az intraóceáni szubdukció után az egység egy akkréciós prizma részévé válhatott (Pamić *et al.*, 2002, Csontos és Vörös, 2004). Ezzel szemben a Darnói-egység leginkább a Dinári Ofiolitövvel mutat rokonságot, ill. többen ezt a nézetet vallják a Szarvaskői-egységgel kapcsolatban is (Dimitrijević *et al.*, 2003, Kovács *et al.*, 2008).

Ebből is látszik, hogy bár sokan és részletesen vizsgálták a darnói és szarvaskői magmatitokat, e kőzetek képződésének geotektonikai helyzete máig nem tisztázódott megnyugtatóan. A balkán-félszigeti ofiolitos zóna kutatásával is igen gazdag irodalom foglalkozik (l. Robertson, 2002, Robertson *et al.* 2009 és a bennük található hivatkozások), de ezek főleg a jura ofiolitok kőzettanával és lemezttektonikai környezetbe illesztésével foglalkoznak, és nem térnek ki részletesen a triász időszaki képződményekre. Így további, másféle szempontokon alapuló vizsgálatok, korreláció és összehasonlítás szükségesek, melyekhez e dolgozat is hozzá kíván járulni.

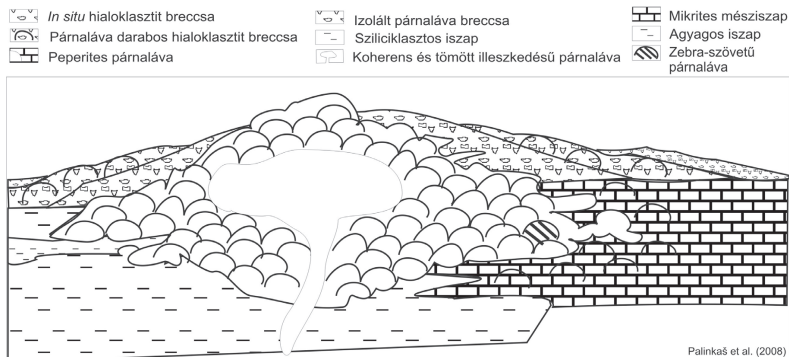
2.7. A tengeraljazati lávafolyások felépítésére vonatkozó ismeretek

A különböző tengeraljazati vulkáni környezetekben, lávafolyásokban alapvetően négy fő fácies fordul elő. Ezek a szerkezet központjától távolodva az alábbiak lehetnek: masszív mag/belső zóna (gyakorlatilag ez reprezentálja a magmatizmus fő tápláló csatornáját),

lávanyelvек és/vagy párnalávák, hialoklasztit breccsa (kőzetüveg- és kőzetfragmentumokat tartalmazó, hidrotermás ásványokkal cementált breccsa), valamint helyenként az ún. peperites fácies is előfordulhat (Goto és McPhie, 1998, 2004, Németh, 1999, Goto és Tsuchiya, 2004).

Mindezzel szemben a kálnik-hegységi Hruškovec példáján (ahol az aktív bányászati tevékenység miatt még az egyes fáciesek egymáshoz való viszonya térben is jól nyomonkövethető) Palinkaš et al. (2008) hat különböző fáciest különített el (3. ábra).

Jelmagyarázat:



3. ábra: Egy tengeraljazati lávafolyás általános felépítése.

Ezek szerint a lávafolyás központjában koherens/masszív párnaláva található, mely a vulkanizmus fő tápláló csatornáját képviseli, és a párnához hasonló megjelenés okozói a hűlési repedések. Itt nem található a „párnák” között hialoklasztit breccsa, hiszen nem volt közvetlen kapcsolat a tengervízzel. Ezt a fáciest a tömött illeszkedésű párnaláva veszi körül, ahol a párnák közt a kőzet gyors hűléséből adódóan leváló kőzetüveg darabokból hialoklasztit breccsa alakul ki. Ennek a breccsának a mennyisége a kitörési központtól való távolsággal növekszik. A párnákban kialakuló hólyagüregeket, hűlési repedéseket és egyéb üregeket (pl. a párna közepén az olvadt bazalt eltávozásával kialakult folyási csatorna) különböző hidrotermás ásványok töltik ki. Speciális változata az ún. „zebra-szövetű” párnaláva, ami akkor alakul ki, amikor a párnák lágy üledékbe érkeznek, és így egy különleges belső szerkezet alakulhatott ki: 1-3 cm vastag bazalt és hidrotermás ásványkiválások sávjai váltogatják egymást. E szerkezet kialakulásánál fogva geopotális struktúráként értelmezhető; az üregek alja mindig egyenes, a teteje pedig hullámos megjelenésű. Ahol a láva konszolidálatlan üledékbe érkezett, ott alakulhatott ki a peperites fácies. Ebben a környezetben a bazalttal keveredve ill. annak repedéseiben, hólyagüregeiben is jelen lehet a mészkővé konszolidálódott mészszip. A tengeraljazaton, a tömött illeszkedésű párnaláva fáciest veszi körül az *in situ* hialoklasztit breccsa

fácies, majd a távolság növekedésével, és a bazalt/üveg klasztok mennyiségének és méretének csökkenésével következik a párnaláva darabos hialoklasztit breccsa és végül az izolált párnaláva breccsa.

2.8. A peperitekre vonatkozó ismeretek

A peperit kifejezést olyan közetre használjuk, melyek azon folyamat során képződtek, amikor a magma konszolidálatlan, vagy félig konszolidált, tipikusan nedves üledékbe *in situ* benyomult, így azzal kaotikusan keveredhetett (White *et al.*, 2000). Ebben a képződményben az üledékes kőzet a vulkáni kőzettel keveredve, annak repedéseibe, üregeibe beszivárogva, vagy éppen egyes blokkjai között található meg, ill. amennyiben félig konszolidált volt, akkor az üledék blokkok formájában is megjelenhet. A fácies a bázisostól a savanyú vulkáni környezetig mindenhol jelen lehet (Gyarmati, 1977, Skilling *et al.*, 2002, Németh *et al.*, 2008, Palinkaš *et al.*, 2008, és ld. még e közleményekben található hivatkozásokat).

Az iszapba benyomuló lávanyelv peremi részén, fokozatos átmenettel alakul ki a peperites fácies, ami így, szemben a hasonló megjelenésű vulkanoklasztitokkal, igen kis kiterjedésű testet alkot (néhány köbméter). Előbb csak a magmás kőzet repedéseibe beszűrődő üledékes anyag jelenik meg (tehát gyakorlatilag koherens magmás testről beszélhetünk), majd egyre több üledék mellett egyre kevesebb magmás kőzet figyelhető meg. Skilling *et al.* (2002) két fő típust különített el; a blokkos peperiteket és a fluidális peperiteket. Előbbiben a magmás kőzet szögletes fragmentumokként jelenik meg, míg utóbbiban az ívelt formák (gömbölyded, vagy nyúltabb lávadarabok) lesznek jellemzőek.

3. Vizsgálati módszerek

Terepi munkát a Darnói-egység 5 kőfejtőjében és számos természetes feltárásában, a Szarvaskői-egység 4 természetes és mesterséges feltárásában, a Kalnik-hegység és Vareš-Smreka egy-egy kőfejtőjében és a környező természetes kibukkanásoknál valamint a Stragopetra-hegység egy kőfejtőjében, 7 útbevágásában és 2 természetes feltárásában végeztem. A munka célja elsősorban az egyes vulkanológiai fáciesek terepi elkülönítése, határaik szelvényre való felvitele ill. a hidrotermás folyamatok hatásainak rögzítése, s a fentieknek megfelelően a reprezentatív minták gyűjtése volt. Az egyes lelőhelyek térképi pozíciójának rögzítéséhez Garmin eTrex mLegend HCx típusú GPS készüléket (pozicionálás pontossága: <15 m), a fotódokumentáció készítéséhez Fuji Finepix S5600 típusú fényképezőgépet (esetenként Soligor makro előtétlencsével kombinálva), az adatok terepen történő feldolgozásához ASUS A9RP hordozható számítógépet, valamint a megfigyelt jelenségek szelvényen való pozicionálásához lézeres távolságmérőt (pontosság: <1 m) használtam.

Két, a Darnó-hegy területén mélyült 1200 méteres mélyfúrás magmás sorozaton áthatoló részének vizsgálatára nyílt lehetőségem; az RM 131-es fúrás 300 méter hosszú (500-800m-ig) szakasza és az RM 136-os fúrás 200 méter hosszú szakasza (200-400m-ig) került kiterítésre a Magyar Állami Földtani Intézet rákóczi-telepi fúrómagraktárában, Bátonyterenyén, ill. további minták vizsgálatára nyílt lehetőségem az RM 131-es fúrás teljes hosszából a Recski Ércbányák Etalongyűjteményében.

A begyűjtött minták vizsgálatát (eltekintve attól, ahol ettől eltérő információt külön feltüntettem), az Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Karának Ásványtani Tanszékén végeztem el.

A kőzetminták makro-szövetének, valamint a hidrotermás kitöltések jellemzését és osztályozását, kézinagyítós és sztereomikroszkópos megfigyelések révén végeztem el.

Mind a különböző hidrotermás kitöltések, mind a befogadó kőzet további sajátosságait vékonycsiszolatok polarizációs mikroszkópos vizsgálata révén végeztem el. A munka során összesen közel kétszáz darab hagyományos, 30 µm vastag felületén polírozott petrográfiai csiszolat, és csaknem száz darab, 90-120 µm vastag, kétoldalán polírozott csiszolat készült (ez utóbbi folyadékzárvány mikrotermometriai mérések céljára). A mintákat 27*46*1,25 mm-es szabványos üveglemezre ragasztottam kétkomponensű Araldite műgyantával, illetve a folyadékzárvány vizsgálatra készítetteket Ferrobond pillanatragasztóval. Erre azért volt szükség, hogy a mintaelőkészítés során elkerüljük az ásványszemcsék felhevítését, melynek következtében a jól hasadó ásványok zárványai esetleg felnyílhatnak. A mikroszkópos munkát Zeiss Axioplan ráeső és áteső fényes vizsgálatokra is alkalmas polarizációs mikroszkópon,

Olympus BX51 típusú áteső fényben végzett megfigyelésekre alkalmas polarizációs mikroszkópon, valamint Zeiss Axiolab Pol 450910 típusú (Zágrábi Egyetem) áteső fényben való vizsgálatokra alkalmas mikroszkópon végeztem. A minták fotózása Olympus Camedia C-5060, valamint Canon EOS 500D (Zágrábi Egyetem) típusú fényképezőgéppel történt.

A durvább kristályos pirit és hematit szemcsék infravörös fényben történő mikroszkópos vizsgálatát az esetlegesen előforduló folyadékszárnyok felderítésére Olympus BH2 típusú mikroszkópra szerelt Hamatsu C2400-as kamerarendszerrel végeztem el.

Néhány, a hagyományos mikroszkópos módszerrel az igen kicsi szemcsemérete miatt nehezen azonosítható opak ásványsejtcse meghatározásához reflexiós spektrofotométeres vizsgálatot hívtam segítségül. A Zeiss Axioplan mikroszkópra szerelt MPM 400-as fotométer Zeiss SiC szterderd segítségével kalibráltam. A mérések eredményének kiértékelését Criddle és Stanley (1986, 1993) adatbázisa alapján végeztem el.

Összesen hét reprezentatív lelőhely hidrotermás ásványaiból készült folyadékszárny mikrottermometriai vizsgálat. A munka célja az ásványképződés körülményeinek tisztázása volt. A petrográfiai jellemzés után a méréseket Chaixmeca típusú, illetve Linkam FT-IR típusú, 1000x nagyítást biztosító Olympus BX51 mikroszkópra szerelt fűthető-hűthető tárgyasztal segítségével végeztem el. Mindkét műszer esetében a mérések pontossága 0°C alatt 0,1°C míg felette 1°C. A kalibrálást szintetikus CO₂ és H₂O folyadékszárnyok mikrottermometriai analízise segítségével végeztük el. A fluidzárny mikrottermometriai mérések az esetek többségében (eltekintve az egerbaktai lelőhely vizsgálatától) igen nehezen voltak kivitelezhetőek. Nemcsak a zárnyok kis mérete, de a megfagyasztott zárnyokban jellemzően előforduló metastabil (a gőzfázis hiányával jellemzett, Roedder, 1981) olvadás is nehezítette a munkát, továbbá az is, hogy a legtöbb zárnyban a homogenizációs mérések után nem tért vissza a gőzfázis, még több nap várakozás, illetve akár -20°C-on történt tárolás után sem. Ez azért nagyon fontos, mert a jégfázis stabil olvadásának feltétele, hogy az olvadásakor a folyadékfázis telített gőze jelen legyen a zárnyban, és csak stabil olvadás esetén lehet az olvadáspontból a zárnyoldat sótartalmát kiszámolni (Roedder, 1981). A probléma kiküszöbölésére az ún. „stretching” eljárás nyújtott lehetőséget, vagyis a zárnyok nagyon kismértékű kitágítása. Ez elérhető a zárnyok többszöri felmelegítésével (esetemben nem lehetett használni, okait ld. fentebb), vagy többszöri lefagyasztásával. A mérések után az eredmények rendszerezéséhez a jómagam által Visual Basic programnyelven írt, MS Excel környezetben futtatható makróprogramot használtam. A program egységes formában előállítja az adatok bemutatására szolgáló táblázatokat és diagramokat, kiválasztja a megfelelő sótartalom-számítási és izochor számítási eljárást (felhasználva Hall *et al.*, 1988, Naden, 1996; Potter és Clyne, 1978; Zhang és Frantz, 1987 eljárását) és a számításokat elvégezve az eredményeket ábrázolja is. Ez az egységes megjelenésre vonatkozó igény vezetett a saját

makróprogram megírásához; ezért nem más szerzők által készített programokat használtam. Mivel valamennyi helyen a zárványok -45°C -ra megfagytak, ill. néhány helyen -21°C környékén eutektikus pontot észleltem, minden esetben NaCl-víz rendszerrel modelleztem a zárványfluidumot.

Egyes zárványok gáztartalmának analiziséhez Olympus BXM mikroszkópra szerelt horiba Yvon Jobin LabRam HR 800 típusú Raman mikrospektrométert használtunk. A berendezés egy diszperzív elven működő, élszűrőket alkalmazó, nagy felbontású konfokális Raman-mikrospektrométer. A mérések során 600 vonal/mm-es optikai rácsot, 532 nm-es Nd-YAG lézerfényt, és 800 mm-es fókusztávolságot alkalmaztunk, a mérési idő 2-6*30 másodperc vagy 3-8*20 másodperc volt.

Néhány igen finomszemcsés ásványfázis, illetve a kőzetek agyagásványos átalakulásának meghatározására röntgenpordiffrakciós elemzések is készültek. Siemens D-5000 típusú Bregg-Brentano geometriájú diffraktométerrel, Θ - Θ üzemmódban, Cu K α ($\lambda=0,154178$ nm) sugárzás, másodlagos grafit kristály monokromátor és szcintillációs detektor használatával. E rutin méréseken túl az agyagásványok közelebbi meghatározása végett kísérletet tettünk ülepített, majd etilén glikollal kezelt minta mérésére is, a munka sikertelenségét a magas kalcitartalom miatti szemcse koaguláció okozta (Dr. Németh T., ELTE TTK, Budapest, szóbeli közlés). Az eredmények kiértékeléséhez a Bruker-AXS Diffrac Plus szoftvercsomagjába tartozó EVA szoftvert használtam.

A peperites fácies alaposabb megismerése végett a mészkő minta törése és szitálása után a 0,125-0,25 mm-es szemcsemérettartományból 10% HCl segítségével oldási maradék vizsgálatot végeztünk.

A hidrotermás és a későbbi, metamorf folyamatok hőmérséklet-nyomás viszonyainak további tisztázásához 7 lelőhely kloritjaiból és egy lelőhely datolitjából készült hullámhossz-diszperzív (WDS) elektronmikroszondás elemzés, míg a plagioklászok és a piroxének összetételének megismerése céljából pásztázó elektronmikroszkópra szerelt energia-diszperzív (SEM+EDS) mérések készültek. A klorit termometriai számítások alapjául Kranidiotis és MacLean (1987), Chatelineau és Izquierdo (1988) valamint Zang és Fyfe (1995) különböző Al(IV) és XFe tartományokra kidolgozott módszerét használtam. E termometriai módszerre azért esett a választás, mert így (bár maximum 20°C hibával terhelt) a tengeraljzati hidrotermális folyamatok során képződött klorit keletkezési hőmérsékletéről kapunk információt, szemben a folyadékzárvány mikrotermometriai mérések útján kinyerhető minimum keletkezési hőmérsékletekkel, továbbá a módszer alkalmazása révén olyan ásványparagenezisek is vizsgálhatóak voltak, melyekben a folyadékzárvány mikrotermometriai eljárással nem lehetett hőmérsékleti információt szerezni. A klorit termometria alkalmazását az is indokolta, hogy olyan esetekben, amikor a klorittal szingenetikus ásványban

mikrotermometriai méréseket tudtam végezni, a klorit-összetételekből származó hőmérsékleti adatok és a mikrotermometriai vizsgálatok eredményéből származtatott fluidzárvány izochorok összevetésével a hidrotermás folyamatok nyomásviszonyait meg tudtam határozni. Ez utóbbi paraméternek hála –mivel tengeraljazati hidrotermás folyamatokról van szó– a vulkanizmus vízmélységét meg tudtam határozni. A klorit egy részének elemzése a kanadai Carleton Egyetem Földtudományi Tanszékén, míg a többi elemzés a csehországi Masaryk Egyetem EPMA Laboratóriumában készült. A Carleton Egyetemen Camebax MBX típusú készüléken WDS módban készültek a mérések, 15 kV gyorsítófeszültség és 20 nA sugáráram, 20 s detektálási idő mellett. A kimutatási határok SiO_2 , TiO_2 , Cr_2O_3 , MgO és Cl esetében 0,03 s%, Al_2O_3 , K_2O , CaO és Na_2O esetében 0,02 s%, MnO , NiO és F esetében 0,04 s%, míg FeO esetében 0,05 s% voltak. A Masaryk Egyetemen CAMECA SX 100 típusú műszert használtunk 15 kV gyorsítófeszültség, 10 nA-es sugáráram és 4 μm -es sugárnyaláb mellett. A kimutatási határ Na esetében 600 ppm, Si és V esetében 400 ppm, Al esetében 350 ppm, Mg és K esetében 450 ppm, Ca , Cr , Cl és Ti esetében 300 ppm, Ba esetében 1200 ppm, Fe és Ni esetében 800 ppm, Mn és F esetében 700 ppm míg Zn esetében 2000 ppm volt. A datolit elemzése a Leobeni Egyetem (Ausztria) Eugen F. Stumpfl EPMA laboratóriumában készült egy Superprobe Jeol JXA 8200 típusú műszer segítségével. A WDS módban használt műszer 15 kv-os gyorsítófeszültséggel, 10 nA-es sugáráram mellett mért, a detektálási idő 15 s volt, míg a háttér mérése esetén 5 s. A kimutatási határ Cl , Na , Al , Si , K és Ca esetében 100 ppm, míg F és B esetében 2000 ppm volt. Mindegyik elektronmikroszondát természetes és mesterséges ásványok (sztenderdek) segítségével kalibrálták, a mérések hibája 0,02-0,2 s% és mindegyik laboratóriumban a BSE képek ugyanazon műszer segítségével készültek. A plagioklászok és piroxének elemzésére az ELTE TTK Kőzettani Tanszékén található AMRAY 1830 SEM+EDAX műszert használtuk PV9800 EDS detektorral, fókuszált elektronsugárral, 20 kV gyorsító feszültség, 1 nA sugáráram és 100 s mérési idő mellett. A műszer kalibrálását természetes és mesterséges ásvány sztenderdek segítségével végezték el. Ennek ellenére a plagioklászok mérései eredményei csak tájékoztató jellegűnek fogadhatóak el, mivel (feltehetően az erős átalakultság, agyagásványosodás miatt, Bendő Zs., ELTE TTK, szóbeli közlése) a kapott összesített kationszámok 4,86-4,97 között változtak ($\text{Na}+\text{Ca}<1$).

Mind a magyarországi, mind a horvátországi, bosznia-hercegovinai és görögországi mintákból is készült geokémiai elemzés. Az összesen 34 reprezentatív minta (bazzalt és keveredő üledék is) elemzése a kanadai ALS Laboratory Group és a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) laboratóriumaiban készült el. A minták feltárásához lítium-borátot és királyvizet használtak. Az ALS laboratóriumában a főelemek meghatározására ICP-AES-t használtak, ahol a kimutatási határ a P_2O_5 kivételével 0,01 % volt (P_2O_5 -re 0,001%). A Pt , Pd és Au elemzésére szintén ICP-AES-t használtak, ahol a kimutatási határ 0,005 ppm volt Pt , és

0,001 ppm volt Pd és Au esetében. A nyomelemeket ICP-MS segítségével vizsgálták; a kimutatási határ elemfüggő volt: Cr—10 ppm; Cu, Ni, Pb, V, Zn—5 ppm; Mo, Zr—2 ppm; Ag, Sn, W—1 ppm; Ba, Ce, Co, La, Tl, Y—0.5 ppm; Hf, Nb, Rb, Se—0.2 ppm; Ga, Nd, Sr, Ta, and As—0.1 ppm; Dy, Gd, Th, U, Sb—0.05 ppm; Er, Eu, Pr, Sm, and Yb—0.03 ppm; Cs, Ho, Lu, Tb, Tm, Bi, Hg, és Te—0.01 ppm. A MÁFI-ban a főelem elemzések ICP-AES-sal készültek, míg a nyomelemeket ICP-MS-el vagy ICP-AES-sal mérték, illetve a higany esetében AAS-t használtak. A kimutatási határ a főelemek esetében 0,0002% (SrO) és 0,2% (K₂O) között változott, míg a nyomelemeknél 1 ppm volt Li és V esetében, 0,6 ppm As, Pb és Se esetében, 0,4 ppm Ni, 0,2 ppm Co, Mo, Pd Pt és Cu esetében, 0,1 ppm Zn, 0,06 ppm Cd, 0,02 ppm S, 0,002 ppm P és 0,0001 pm Hg esetében. A mérések várható hibája a kimutatási határ tízszerese alatti koncentráció esetén 20 relatív%, tíz-ötvenszerese esetén 5 relatív%, míg több, mint ötvenszerese esetén 2 relatív%. A kapott adatokat Petrelli et al. (2005) által Visual Basic környezetben kifejlesztett PetroGraph szoftver segítségével értékeltem ki.

A hidrotermás folyamatok további jellemzőinek megismerése céljából tömeg vándorlás számítását végeztem (*Mass Transfer Calculation*). Mivel ez a többnyire érc kutatásban használt eljárás hazánkban kevésbé ismert, így Grant (1986), MacLean és Kranidiotis (1987), Brauhart *et al.* (2001) és Ulrich és Heinrich (2002) munkája alapján néhány szóban bemutatom azt. Elsőként a rendelkezésre álló geokémiai adatbázisban meg kell határozni a legkevésbé átalakult mintát, amihez képest a későbbiekben viszonyíthatunk. Ez után a leginkább immobil összetevőt kell meghatározni, ami történhet irodalmi analógia alapján, átalakulási és/vagy magmás trendek vizsgálatával, vagy az izocon módszerrel. Vizsgálataim során ez utóbbi módszert használtam. Az így meghatározott, leginkább immobil összetevő segítségével a következő lépés tehát az átalakult kőzet reziduális összetételének kiszámolása, majd pedig a kapott eredmények üde/legkevésbé átalakult kőzethez való viszonyítása volt. Ezt MacLean és Kranidiotis (1987) két lépésben, az alábbi képletek segítségével tette meg:

$$C^a(g) = (C^a_{\text{mobil}}(s^0_0) / C^a_{\text{immobil}}(s^0_0)) * C^u_{\text{immobil}}$$

$$\Delta C(g) = C^a - C^u$$

(ahol: ΔC a vizsgált komponens változása előjelhelyesen, 100 g mintához viszonyítva;

C^a_{mobil} a vizsgált komponens mért mennyisége az átalakult kőzetben;

C^a_{immobil} a számoláshoz használt immobil komponens mért mennyisége az átalakult kőzetben;

C^u_{immobil} a számoláshoz használt immobil komponens mért mennyisége a legkevésbé átalakult /üde/ kőzetben;

C^a a vizsgált komponens számolt mennyisége az átalakult kőzetben, 100 g mintára számolva;

C^u a vizsgált komponens mennyisége a legkevésbé átalakult /üde/ kőzetben, 100 g mintára számolva)

Adataim elemzése során azonban kiderült, hogy a publikált képletben hiba van, hiszen a ΔC akkor lesz előjelhelyes, ha az átalakult minta értékéből vonjuk ki az üde kőzetét, azaz a második számítást az alábbiak szerint kell módosítani: $\Delta C(g) = C^u - C^a$, amit Ulrich és Heinrich (2002) egy lépésben leírt képlete is megerősít:

$$\Delta C(g) = (C_{\text{immobil}}^u (s^0/o) / C_{\text{immobil}}^a (s^0/o)) * C_{\text{mobil}}^a - C^u$$

Az így meghatározott tömeg csökkenés/növekedés értéket lehet aztán ábrázolni.

A kutatás során az adatok kezeléséhez MS Excel táblázatkezelő szoftvert, míg az illusztrációk elkészítéséhez Corel Draw 12-es szoftvert használtam.

4. Eredmények

4.1. Darnó-hegy

4.1.1. Terepi kifejlődések

A Darnó-hegy területén és közvetlen környezetében (1. ábra, A) öt kőfejtő és számos természetes feltárás vizsgálatát végeztem el. A Báj-pataktól északra található kőfejtő a Darnó-hegytől délre található, Recsktől körülbelül 3 km-re keletre (É 47,9222° / K 20,1387°). A hosszú-völgyi kőfejtő a hegy belsejében található, a 24-es (Eger-Recsk) úttól körülbelül 2 km-re északra (É 47,9322° / K 20,1598°). A mély-völgyi kőfejtő a hegy északi részén található, Szajla községtől körülbelül 2 km-re délre (É 47,9495° / K 20,1641°). A nagy-rézoldali kőfejtő a hegy délnyugati oldalán található, Recsktől körülbelül 2 km-re keletre (É 47,9273° / K 20,1353°). A részél-tetői kőfejtő a Darnó-hegytől keletre található, Egerbakta községtől körülbelül 1,5 km-re északnyugatra (É 47,9455° / K 20,277°). Ezen az öt kőfejtőn kívül számos természetes feltárást vizsgáltam a Hosszú-völgyben valamint a Báj-patak völgyében.

A Báj-pataktól északra található kőfejtő (1. tábla) a 2.7. fejezetben ismertetett hat tengeralatti vulkáni fáciesből hármat tár fel. Megfigyelhető itt a tömött illeszkedésű párnaláva, az *in situ* hialoklasztit breccsa és itt található a Darnó-hegy legtipikusabb peperites fáciese. Egyértelmű, hogy a kőfejtőben bizonyos blokkok egymással tektonikus kontaktussal érintkeznek, amit nemcsak az érintkezési felületen előforduló vetőkarok, de a párnalávák eltérő fiatalodási iránya is jelez. Az amfiteátrum-alakú kőfejtő északkeleti végében szürkészöld tömött illeszkedésű, hidrotermás ásványokkal (kalcit, klorit, pirit) kitöltött hűlési repedésekkel (ún. cikk-cakk erek) szabdalta 40-60 cm-es átmérőjű párnalávákat azonosítottam, míg a bánya középső zónájában ilyen repedésekben szegény, ám gyakran szferulitos és hólyagüreges (kalcit, klorit, pirit tölti ki) ez a fácies. A párnák között kis mennyiségben megfigyelhető a hialoklasztit breccsa jelenléte is. Az északkeleti zóna egy kisebb blokkjában előfordul az *in situ* hialoklasztitbreccsa fácies, míg a középső zónában a tömött illeszkedésű párnaláva fáciesből folyamatos átmenettel előbb *in situ* hialoklasztit breccsa, majd pedig peperites fácies kifejlődése figyelhető meg. Ebben az esetben a párnák között előbb egyre több breccsa jelenik meg, miközben a párnák mérete egyre csökken. Ahogy nő a breccsa mennyisége és csökken a párnák mérete, eljutunk az igazi hialoklasztit breccsa fáciesig, ahol maximum 20-30 cm-es bazaltdarabokat cementál az üvegdarabokat, kalcitot, kloritot és piritet tartalmazó kötőanyag. A bánya délkeleti végében a peperites blokkok megjelenése domináns; zöld bazalt keveredik a vörös mészkővel. A tömött illeszkedésű párnalávától távolodva egyre több mikrites mészkő jelenik meg a bazaltban; előbb csak a kőzet repedéseibe beszűrődve, vagy éppen a párnák közti térben fordul elő a vörös színű karbonátos üledék, míg távolabb a mennyiségük körülbelül

azonos lesz, és a blokkos peperitek csoportjába tartozó kaotikus keveréket alkotnak. A bazaltban kalcittal töltött hólyagüregek és hülési repedések, míg a mészkőben kalcitos erek jellemzőek. A bánya északnyugati részén, a peperites fáciessel egyértelműen tektonikus kontaktussal érintkezve vörössesszürke, 1-5 mm-es kalcitos hólyagüregeket tartalmazó bazalt jelenik meg vörös üledékes mátrixsal körülvéve. Első látogatásaimkor a területen még épp, csak elkezdték a kőzet kitermelését, később, a termelés előrehaladtával nyomon tudtam követni a különböző fáciesek előbukkanását. Mára a jó minőségű tömött illeszkedésű párnaláva fáciisbe tartozó tömbök jelentős érzését letermelték, a termelést jogvita miatt leállították.

A hosszú-völgyi kőfejtő (2. tábla) két vulkanológiai fáciest tár fel, a tömött illeszkedésű párnalávát és a párnaláva darabos hialoklasztit breccsát. Ezeken kívül a kőfejtő északkeleti végében dolerit blokk és vörös radiolarit is megfigyelhető, míg a bánya közepén egy erősen tektonizált zónából származó, jura és triász kőzeteket egyaránt tartalmazó tömb található. A délnyugat-északkelet orientációjú bányafalban egymással tektonikus kontaktussal érintkező, különböző orientációjú vörössesszürke, tömött illeszkedésű párnaláva fáciest reprezentáló bazalt blokkok fordulnak elő. Maximum 3 mm-es hólyagüregek és maximum 2 mm vastag cikk-cakk erek találhatók a kőzetben, főképp kalcittal, klorittal, kvarccal és hematittal kitöltve. Egy délnyugati blokkban még az ún. zebra-szövetű párnaláva is megjelenik, a függőlegestől enyhén jobbra kibillentett fiatalodási irányt jelezve; benne az 1-2 cm vastag bazaltos sávok hasonló vastagságú, elsősorban kalcit, kvarc és hematit kitöltésű ásványsávokkal váltakoznak. A párnák mérete általában 40-60 cm közötti és kis mennyiségben hialoklasztit breccsa is megfigyelhető a köztük kialakult térben. A kőfejtő északkeleti végében előforduló párnaláva darabos hialoklasztit breccsa fáciisben maximum 10 cm-es zöld, üveges bazalt darabok és maximum 3 cm-es üvegklasztok találhatók meg kvarc, klorit, kalcit és prehnit alkotta cementben. A kőfejtő már évtizedek óta nem áll művelés alatt.

A mély-völgyi kőfejtő (3. tábla) egy triász és jura kőzetekből álló melanzs komplexumot tár fel. Az észak-dél orientációjú bánya két szintből áll, a felső szinten főképp erősen tektonizált jura és triász radiolarit található meg kevés bazalttal, míg az alsó szinten jura szürke radiolarit, triász vörös radiolarit és bazalt is megfigyelhető, helyenként peperites blokkokkal. A triász vulkáni képződményeken belül két vulkanológiai fáciis volt elkülöníthető, a tömött illeszkedésű párnaláva és a peperites fáciis. A bánya déli részén jellemző a vörös, erősen hematitosodott tömött illeszkedésű bazaltban a hidrotermás ásványokkal (elsősorban kalcit, kvarc, klorit) töltött hólyagüregek, folyási csatornák, erek megjelenése. A párnák átmérője általában a 40 cm-t nem haladja meg, közöttük kis mennyiségben hialoklasztit breccsa található. A bánya közepén egy zebra-szövetű párnalávát tartalmazó blokk is található; benne az ásványsávokat kalcit, klorit és hematit alkotják. Ehhez a blokkhoz közel fordulnak

elő a kevesebb, mint 50% mészkövet tartalmazó peperites tömbök, melyek a blokkos peperitek csoportjába sorolhatóak. A bányában található olyan blokk is, ahol a bazalt mellett Gawlick *et al.* (*in prep.*) vizsgálatai alapján triász radioláriákat tartalmazó üledék jelenik meg, ami igazolja a bazalt korábban csak feltételezett triász korát. Korábbi látogatásaimkor a bánya még művelés alatt volt, azóta a jobb minőségű tömött illeszkedésű párnaláva fáciesbe sorolható tömbök jó részét letermelték, a műveléssel felhagytak.

Az észak-dél orientációjú nagy-rézoldali kőfejtőben (4. tábla) két vulkanológiai fácies különíthető el; a tömött illeszkedésű párnaláva és a párnaláva darabos hialoklasztit breccsa. Ezen felül a bánya északi végében feltehetően jura üledékes kőzetek (egy olisztosztróma melanzsban, pl. radiolarit, pala, homokkő) is megfigyelhetők. A bazalt blokkok egymással tektonikus kontaktussal érintkeznek, amit az jelez, hogy a párnalávák által jelzett fiatalodási irány akár jelentősen eltér az egymással szomszédos tömbökben. A kőfejtő nagy részén apró, és nagyobb (akár 8 mm-es) hólyagüregeket és cikk-cakk ereket tartalmazó (mindkettő kalcittal, kvarccal, klorittal kitöltve), helyenként szferulitos, zöldesszürke tömött illeszkedésű párnaláva figyelhető meg. A párnák átmérője 30 cm-től 60 cm-ig változik, közöttük kis mennyiségben hialoklasztit breccsa található. A bánya közepén nyomozható egy körülbelül 5 m-es blokk formájában a párnaláva darabos hialoklasztit breccsa fácies, ahol maximum 30 cm-es bazalt klasztokat és erősen hematitosodott, kloritos-üveges anyagot kalcit és klorit cementál. A kőfejtő évtizedek óta nincs termelés alatt.

A részél-tetői kőfejtő (5. tábla) szintén egy melanzs komplexumot tár fel; benne a triász bazalt mellett a jura Oldalvölgyi Formáció és a Mónosbéli Formáció is azonosítható. A bazaltos részekben négy különböző vulkanológiai fácies különíthető el; a tömött illeszkedésű párnaláva, az *in situ* és a párnaláva darabos hialoklasztit breccsa és a peperites fácies. E kőzetek kontaktusa a jura üledékes kőzetekkel egyértelműen tektonikus (nem látható termális hatás, illetve egyes helyeken vetőkarcos felszín megfigyelhető), viszont a kétféle hialoklasztit breccsa esetében folyamatos az átmenet. A kőfejtő keleti részén jellemző a tömött illeszkedésű párnaláva megjelenése, benne csaknem függőleges fiatalodási irányt jelző zebra-szövetű párnalávéval is, míg a szürke bazaltban ritkán kalcittal és klorittal töltött hajszalerek és hólyagüregek is megfigyelhetők. A párnák átmérője általában 50-60 cm, közöttük kis mennyiségben hialoklasztit breccsa található. Közeledve a bánya közepén megtalálható peperites fácieshez, a párnák felszínén határozott szferulitok jelennek meg. E két blokk kontaktusa a jura üledékből kialakult recens törmelékhalom miatt nem nyomozható. A peperites fácies egy körülbelül 15 méteres blokkot alkot, a jura Mónosbéli Formáció és a hialoklasztit breccsa fáciesek blokkja között. Blokkos peperitek csoportjába sorolható, mivel a szürke bazalt és a vörös mészkő fragmentumok mérete az 50 cm-t is eléri, de kaotikus keveredés is megfigyelhető. A bánya nyugati oldalán megfigyelhető *in situ*, majd abból kelet felé

folyamatosan kifejlődő (azaz egyre kisebb bazalt darabokat és egyre több cementanyagot tartalmazó) párnaláva darabos hialoklasztit breccsa blokkok kontaktusa a peperites blokkal egyértelműen tektonikus, bár az is világosan látszik, hogy a breccsa származási helye nem eshetett messze a tengeraljazati lávafolyás mészkőtartalmú részétől. Erre bizonyíték, hogy helyenként 1 cm-es mészkőkalsztok is megfigyelhetők a 20-30 cm-es bazalt- és a 2-5 cm-es üvegkalsztok mellett. A cementanyag kalcit, klorit, pirit és hematit. A kőfejtő évtizedek óta nincs termelés alatt.

A Báj-patak völgyében tanulmányozott természetes feltárásokban peperites fáciesű és tömött illeszkedésű párnaláva fáciesű kőzetek találhatók. A peperites fáciesben vörös, mikrites mészkő keveredik a vörössesszürke, ritkán apró kalcitos hólyagüregeket, gyakrabban kalcittal és hematittal töltött ereket tartalmazó bazalttal. A tömött illeszkedésű párnaláva fáciesben a párnák alakja általában nehezen kivehető, az átmérőjük –ahol látható- nem haladja meg az 50 cm-t. A szürke bazaltban jellemzőek a kalcit és kvarc tartalmú hólyagüregek és erek, illetve egy helyütt megfigyelhető a zebra-szövetű párnaláva is, ásványásványjaiban kalcittal, hematittal és laumonttallal.

A Hosszú-völgyben tanulmányozott természetes feltárások egy részében zöld, zöldesszürke bazalt található, helyenként a tömött illeszkedésű párnaláva jelleg kivehető, a párnák átmérője általában nem haladja meg a 40-50 cm-t. A kőzet tartalmazhat hidrotermás ásványokkal (főleg kalcit, elvéve kvarc) töltött üregeket és ereket is. Ilyen bazalt blokkokat vágnak keresztbe a Pollner-tárónál megárkolt és ahhoz hasonló, a völgyben másutt is előforduló kvarc-prehnit-karbonát tartalmú erek, telérek (vastagságuk 2-3 cm-től 40 cm-ig terjed és a hosszuk a rossz feltártság miatt nem nyomozható, ám Kiss, 1958 alapján jelentős hossz feltételezhető).

4.1.2. A kőzetek jellemzői a megismert vulkáni fáciesek alapján

1. Tömött illeszkedésű párnaláva fácies

Az egyes feltárásokban előforduló bazalt szürke, zöldesszürke vagy vörössesszürke színű, többnyire finomszemcsés kőzet. Néhány előfordulásban az 1-5 mm-es átmérőjű hólyagüregek, másutt az 1-3 mm-es vastagságú hülési repedések, míg bizonyos helyeken ezek szinte teljes hiánya lehet jellemző (1. tábla D, 2. tábla D, F, 4. tábla D, E, 5. tábla D). A párnák között kis mennyiségben hidrotermás ásványokkal (elsősorban kalcittal) cementált hialoklasztit breccsa található (2. tábla E). A kőzetek vizsgálatakor makroszkóposan is különböző típusokat lehetett elkülöníteni, amit a vékonycsiszolati megfigyelések is alátámasztottak, ill. kiegészítettek, így a továbbiakban e típusok szerint tárgyalom a kőzet jellemzőit. Ezzel együtt vékonycsiszolatban megfigyelhetőek olyan jellemzők is, melyek mindegyik lelőhelyen megjelennek. A kőzet többnyire variolitos, lokálisan szferulitos, vagy interszertális szövetű,

porfíros elegyrész méretű plagioklász csak ritkán fordul elő. A nagymennyiségű mikrokristályos, üveges alapanyag minden lelőhelyen tipikus, csakúgy, mint a benne található vázkristályos, többnyire kevés elhelyezkedésű plagioklász kristályok, valamint az olivin utáni kalcit+/-klorit+/-szerpentinit+/-hematit átalakok. Piroxén nem, vagy csak kis mennyiségben fordul elő, vékony lécek formájában.

A Báj-patak-típusúnak nevezett bazalt (6. tábla A) leginkább a Báj-pataktól északra található kőfejtőben fordul elő, ám nem ebbe a csoportba sorolható a kőfejtő összes bazaltja. A zöldesszürke kőzetben jellemzőek a cikk-cakk erek, de helyenként jól látható a szferulitos párnaláva felszín és hólyagüregek is megjelennek. A párnák szegélyéhez közeli zónából készített csiszolatok esetében szferulitos szövet jellemző, míg másutt a variolitos szövetet a kévésen elhelyezkedő 0,2-0,4 mm-es plagioklászok rajzolják ki, amelyek 60-10% üveges, mikrokristályos (mára jellemzően kloritosodott) alapanyagban találhatóak meg. A félig sajátalakú plagioklászok jellemzően (erősen) agyagásványosodnak, így a szimmetrikus zónában mérhető kioltási szög nem, vagy nehezen megfigyelhető; ahol látható, ott 4-12° közötti értékek mérhetőek, ami savanyú plagioklász összetételre utal. Elvértve előfordul a kőzetben porfíros elegyrész méretű (max. 1 mm), táblás-léces, sajátalakú plagioklász is, ezek vagy teljesen átalakultak (agyagásvánnyá és kalcitá), vagy pedig erősen agyagásványosodnak. A kőzetben ezek mellett ritkán 0,2-0,3 mm-es félig sajátalakú klinopiroxén (optikai tulajdonságai alapján augit) lécek, valamint 0,25-0,8 mm-es olivin utáni kvarccal, klorittal, prehnittel és kalcitall töltött átalakok figyelhetők meg. A kőzet jellemzője továbbá, hogy helyenként világos, 1-3 mm-es „csomók” jelennek meg benne, melyeket a mikrokristályos anyag mennyiségének lecsökkenése, durvább szemcséjű plagioklászokból álló aggregátumok megjelenése, valamint a klinopiroxén változó mennyiségű előfordulása jellemez. Az elvértve előforduló 1-3 mm-es hólyagüregeket kalcit, klorit, ritkábban kvarc és prehnit, helyenként csak klorit tölti ki, míg a nagyobb, 5-15 mm-es üregekben a kalcit mellett a pirit és az üregek falán kevés klorit is előfordul. A hűléshez kötődően kialakult cikk-cakk ereket nem sajátalakú kvarc, kalcit és klorit tölti ki ritkán pirittel és laumontittal társulva, míg az ennél fiatalabb hajszálerekben csak kalcit, az ennél idősebb hajszálerekben pedig kevés kalcit mellett kvarc, prehnit és klorit jelenik meg. Az egész mintában elszórtan jellemzőek a körülbelül 20 µm-es saját- és nem sajátalakú pirit, valamint nem sajátalakú kalkopirit szemcsék is, míg a hematit szemcsék megjelenése alárendelt. Az erezésben előforduló durvaszemcsés, 0,5-2 mm-es méretű pirit szemcséket IR fényben is vizsgáltam, azonban nem mutattak átlátszóságot, tehát további vizsgálatokra (pl. folyadékzárvány mikrotermometria) nem nyílt lehetőség.

A Mély-völgy-típusba (6. tábla C) sorolható nemcsak a mély-völgyi kőfejtőben előforduló bazalt, de egy blokk a Báj-pataktól északra található kőfejtőből is, ill. a hosszú-völgyi kőfejtő blokkjainak egy része is. A többnyire vörössesszürke színű kőzet nagy

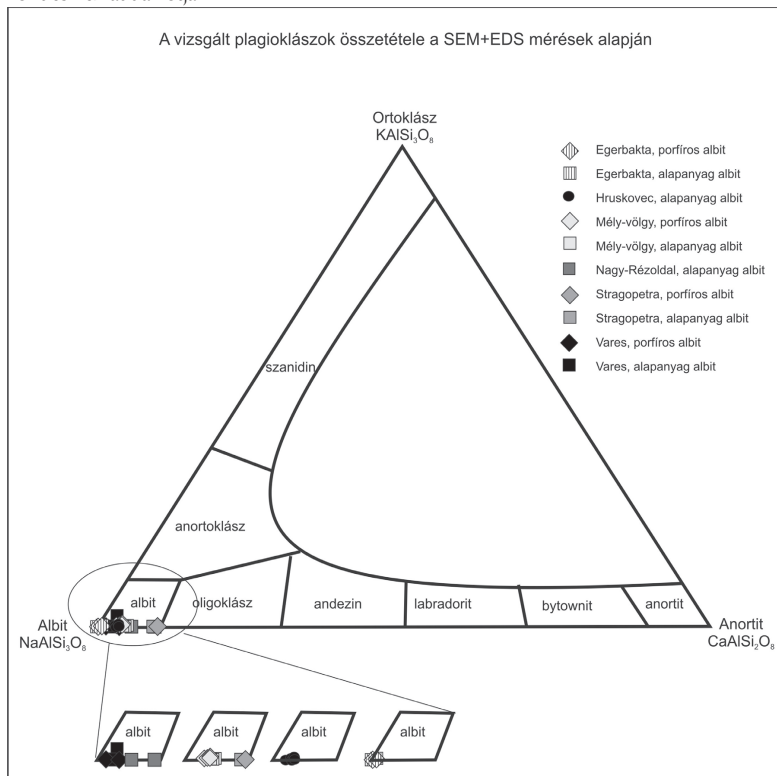
menyiségű 2-5 mm-es, ritkán 1 cm-es főleg kalcittal töltött hólyagüregeket tartalmaz, de egykori folyási csatorna (ma kalcittal kitöltve) ill. zebra-szövetű párnaláva (3. tábla D, E) is megfigyelhető a lávanyelvekben. A kőzetben 20-70% üveges, mikrokristályos anyag található, ami általában erősen hematitosodott. A párnák széle felé szferulitos, másutt többnyire variolitos szövetet a vázkristályos plagioklászok sugaras/kévs elhelyezkedése rajzolja ki. E félig sajátalakú plagioklászok mérete 0,2-0,5 mm, gyengén agyagásványosodnak, kioltási szögük még észlelhető; a szimmetrikus zónában 5-12° közötti érték kapható, ami savanyú összetételre utal. Ezt alátámasztják a SEM+EDS mérések is, ahol a plagioklászok átlagos összetétele $\text{Na}_{0,83}\text{Ca}_{0,03}\text{Al}_{1,03}\text{Si}_3\text{O}_8$ -nak adódott (4. ábra, A-1 melléklet). A kőzetben előfordulnak durvább szemcsés, 0,7-1 mm-es sajátalakú plagioklász lécek is, ahol a szimmetrikus zónában 5-12° közötti kioltási szög mérhető, szintén savanyú összetételt jelezve. Ezt alátámasztják a SEM+EDS mérések is, ahol átlagos összetételként $\text{Na}_{0,89}\text{Ca}_{0,03}\text{Al}_{1,04}\text{Si}_{2,98}\text{O}_8$ -t kaptunk (4. ábra, A-1 melléklet). A bazaltban ezeken túl elvéve 0,2-0,5 mm-es olivin utáni kalcit, klorit kitöltésű átalakok figyelhetők meg, valamint általában 0,2 mm körüli méretben nem sajátalakú titanit is található. Ez utóbbi átlagos összetétele a SEM+EDS vizsgálatok tanúbizonysága alapján $\text{Ca}_{0,99}\text{Ti}_{0,75}\text{Fe}_{0,07}\text{Al}_{0,22}\text{Si}_{1,07}\text{O}_3$ -nak adódik (A-3 melléklet). A hólyagüregeket durvakristályos, többnyire szivacsos megjelenésű kalcit tölti ki, de bennük kevés hematit, míg a falon kvarc és pumpellyit is megjelenhet. A kőzetet szelő erek között több generáció is elkülöníthető; a rövid, hólyagüregekből kiinduló kalcitos hajszálerek az üregekkel egyidősek, míg a ritkán megjelenő hűlési repedésekben a kalcit mellett elvéve kvarc és prehnit is megjelenik, továbbá ezeknél idősebb klorit, kvarc, kalcit és epidot ill. klorit, kvarc és kalcit kitöltésű hajszálérrel is lehet találkozni. Opak ásványok terén az igen finomszemcsés, nem sajátalakú pirit megjelenése alárendelt, jellemző viszont a finomszemcsés, ill. pirit utáni átalakként is előforduló hematit megjelenése. A hematithoz helyenként limonit is társul, ill. ez is előfordulhat pirit utáni átalakként. Ritkán nem sajátalakú kalkopirit szemcsét is azonosítottam, amivel együtt helyenként igen apró rózsaszínű szulfidásvány is megjelenik. Ez utóbbi méretei miatt hagyományos mikroszkópos eljárással nem határozható meg biztosan, viszont reflexiós spektrofotométeres vizsgálatok alapján borniként azonosítható (6. ábra). A párnák közötti hialoklasztit breccsában többnyire barna, zöldesbarna kőzetüveg klasztok találhatóak (bennük elvéve plagioklász kristálycsírák és egykori olivin utáni hematittal kirajzolt átalakok láthatók), amiket hidrotermás ásványok, így nem sajátalakú kalcit, kvarc, klorit és epidot cementál.

A Nagy-Rézoldal-típusúként (6. tábla E) azonosítható bazalt a tanulmányozott felszíni feltárások közül csak a nagy-rézoldali kőfejtőben fordul elő. A zöld színű kőzet 0,2-8 mm-es hólyagüregekben gazdag, és gyakori a cikk-cakk erek megjelenése is. Néhány helyen a párnák felszínén szferulitos is megjelennek. A szegélyek szferulitos szövetétől eltekintve a kőzetszövet többnyire variolitos, néhol interszertális. A 30-70% mikrokristályos üveges alapanyagban 0,1-

0,9 mm-es félig sajátalakú agyagásványosodó plagioklász lécek figyelhetők meg a szimmetrikus zónában 5-15°-os kioltási szöggel. Ez savanyú összetételre utal, amit igazoltak a SEM+EDS mérések is ($\text{Na}_{0,85}\text{Ca}_{0,07}\text{Al}_{1,08}\text{Si}_{2,95}\text{O}_8$; 4. ábra, A-1 melléklet). A kőzetben előfordulhatnak általában 0,15 mm-es félig sajátalakú, halványbarna-világosszürke pleokroós klinopiroxének is, melyek optikai tulajdonságaik alapján augitként azonosíthatóak. A SEM+EDS vizsgálatok során azonban megállapítottuk, hogy e piroxének összetétele gyenge változékonyságot mutat, megjelenik bennük a Ti, Cr és Mn (átlagos összetétel: $\text{Ca}_{0,9}\text{Mg}_{0,58}\text{Fe}_{0,35}\text{Ti}_{0,15}\text{Cr}_{0,01}\text{Mn}_{0,01}\text{Si}_{1,65}\text{Al}_{0,38}\text{O}_6$, A-2 melléklet). Morimoto (1989) nevezéktana alapján a mért ásványok a diopszid mezőbe esnek (5. ábra). Hasonlóan a mély-völgyi típusúhoz, az alapanyagban itt is előfordul helyenként a finomszemcsés nem sajátalakú titanit (összetétele SEM+EDS mérések alapján $\text{Ca}_{0,99}\text{Ti}_{0,81}\text{Fe}_{0,03}\text{Al}_{0,2}\text{Si}_{1,04}\text{O}_5$, A-3 melléklet), és megjelennek 0,25-0,6 mm-es olivin utáni kalcittal és klorittal kitöltött átalakok is. Az alapanyag jellemzően kloritosodott (a röntgenpordiffrakciós vizsgálatok tanúsága szerint duzzadó agyagásvány közbereteggéssel, Dr. Németh T., ELTE TTK szóbeli közlése, B-1 melléklet), foltokban azonban nem klorit, hanem prehnit jelenik meg benne. A hűlés során kialakult 1-3 mm-es cikk-cakk ereket többnyire kalcit, kisebb mennyiségben klorit, kvarc, prehnit és pumpellyit tölti ki, csakúgy, mint a korábbi hajszálrepedéseket. Az apró (0,2-2 mm) hólyagüregekben klorit, kalcedon és ritkán kalcit, míg a nagyobbakban (2-8 mm) főleg kalcit és kevés kvarc ill. klorit található meg. A kőzetben jellemző a finomszemcsés, nem sajátalakú pirit és hematit megjelenése, de előfordulnak akár 0,2 mm-es félig saját- és sajátalakú pirit szemcsék is, melyek szegélyén befelé harapódzó hematitosodás figyelhető meg. Elvértve maximum 0,1 mm-es nem sajátalakú kalkopirit is előfordul.

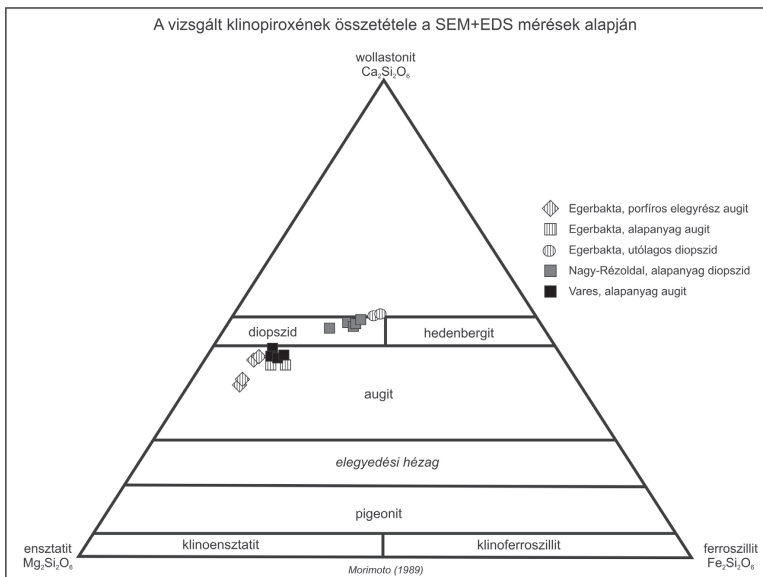
A Reszél-tető-típusú bazalt (6. tábla G) nemcsak a reszél-tetői kőfejtőben, de a hosszú-völgyi kőfejtő néhány blokkjában és a Báj-patak völgyének természetes kibukkanásaiban is nyomozható. A szürke, helyenként vörösseszürke kőzet elvértve tartalmaz csak kisebb hólyagüregeket és hűlési repedéseket. Megjelenik azonban itt egy különleges képződmény, a zebra-szövetű párnaláva is (5. tábla C). Az átlagosan 30% üveges, mikrokristályos anyagot tartalmazó kőzet jellemzően variolitos szövetű, eltekintve a párnák szegélyén megjelenő szferulitos szövetű zónáktól. A mikrokristályos anyag mára kloritosodott, hematitosodott. A félig sajátalakú plagioklászok mérete maximum 0,2 mm, jellemzően gyengén agyagásványosodnak, de a savanyú összetételre utaló átlagosan 10°-os kioltási szög még észlelhető a szimmetrikus kioltási zónában. A bazaltban előfordulnak továbbá 0,2-0,5 mm-es klorittal és kalcittal kitöltött egykori olivin utáni átalakok is. A ritka, általában 0,8 mm-es hólyagüregeket kalcit és elvértve klorit ill. kvarc tölti ki, de a hűléshez kötődő erekben is ez a két ásvány figyelhető meg. A zebra-szövetű párnaláva ásványsávjaiban a durvakristályos, nem sajátalakú kalcit mellett hematit jelenik meg, míg a hosszú-völgyi példa esetében ezeken felül

kvarc és laumontit megjelenését is igazolják a mikroszkópos és röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok. A kőzetben elszórtan mindenhol megjelenik a finomszemcsés, helyenként sajátalakú, másutt nem sajátalakú pirit és nem sajátalakú kalkopirit, ill. a pirit utáni és nem sajátalakú hematit is. A párnák közötti hialoklasztit breccsában maximum 1-2 cm-es kőzetüveg és erősen üveges bazalt klasztok találhatóak. Az üvegben elvétve plagioklász kristálycsírák, míg a bazaltban olivin utáni klorittal töltött álakok figyelhetők meg. A cementanyagot kalcit, klorit és hematit alkotja.

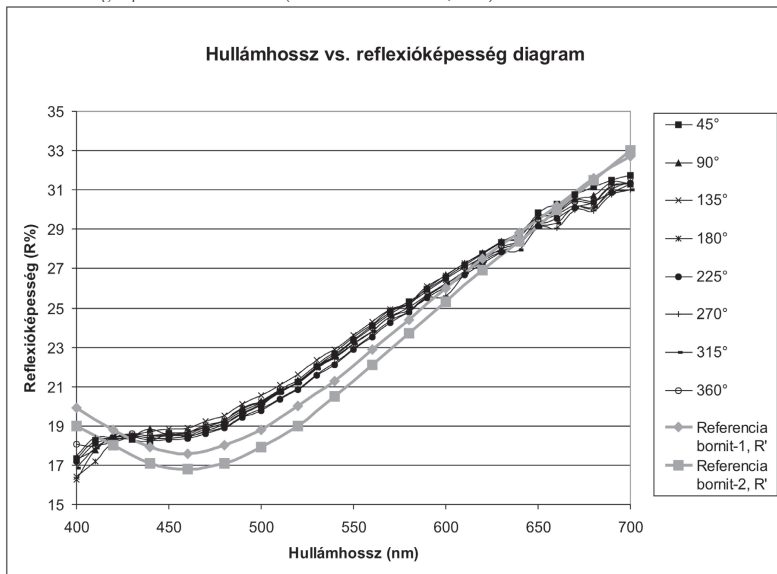


4. ábra: A vizsgált plagioklászok összetétele (az eredmények –az erős átalakultság miatt– tájékoztató jellegűnek fogadhatóak el).

Mind a hosszú-völgyi kőfejtőben, mind pedig a völgy természetes kibúvásaiban nyomozhatóak a bazalt párnák határait átszelő, többnyire 3-10 cm vastagságú, míg az egykori Pollner-tárónál akár 50 cm-es vastagságot is elérő többnyire kvarcot és prehnitet tartalmazó



5. ábra: A vizsgált piroxének összetétele (nevezéktan: Morimoto, 1989)



6. ábra: A reflexiós spektrofotométeres mérés eredménye (mély-völgyi típusú bazalt, referencia: Criddle és Stanley, 1986, 1993).

telérek, erek. A telérek mentén a bazalt erősen átalakult (klorit, kvarc jelenik meg), bennük előfordulhatnak felszakított bazalt klasztok, és többnyire sávós kitöltésűek, ám mindegyik sávot léces-táblás, sugarasan elhelyezkedő prehnit, féligsajátalakú- és nem sajátalakú kvarc és ritkán epidot, klorit alkotja. A kvarc mérete akár a 2 cm-t is eléri, a fennmaradó üregekben benn-nőtt, féligsajátalakú lehet, ott a sztereomikroszkópos vizsgálatok tanúsága alapján jól fejlett {10-10} hexagonális prizma (m) lapok mellett egyenletesen kifejlődött pozitív és negatív romboéder „r” {10-11}, „z” {01-11} lapok jellemzőek (ritkán előfordul, hogy a negatív romboéder kisebb felületű, de olyan kritályt nem találtam ahol e forma teljesen hiányzik). A kvarc helyenként ún. tűkvarc jelleget vesz fel.

2. Peperites fácies

Az összes darnó-hegyi lelőhelyen az ún. blokkos peperit előfordulását azonosítottam (1. tábla E, 5. tábla E). A vörös mészkő mátrixban 10-50 cm-es szabálytalan alakú bazalt darabok, helyenként lávanyelv-darabok figyelhetők meg. A báj-pataktól északra található kőfejtő esetében (ahol a vizsgált területek közül a peperites fácies a legjobb kifejlődésben volt tanulmányozható) megfigyelhető az átmenet a koherens lávanyelvekből az egyre több mészkövet tartalmazó blokkos peperitbe. Összességében elmondható, hogy a mészkő mennyisége a lelőhelyeken változó, kevesebb, mint 50%-tól a 70%-os mértékig juthat. A vörössesszürke, helyenként, a koherensebb blokkoknál zöldesszürke bazaltot 1-3 mm-es hólyagüregek és 1-4 mm vastag, főleg kalcittal töltött hűlési repedések szelik.

A bazalt az előző alfejezetben leírtak szerint az egyes lelőhelyeken némi változatosságot mutat, de közös jellemzők is akadnak; mindegyik variolitos szövetű, finomszemcsés, igen sok üveges, mikrokristályos anyagot tartalmaz, előfordul benne olivin utáni főleg kalcittal és klorittal töltött átalak és helyenként porfirós elegyrész méretű plagioklászok is feltűnnek. Az alpanyagban jellemző a finomszemcsés hematit jelenléte.

A mészkő elsősorban a bazaltdarabok „mátrixaként” jelenik meg, de előfordul annak hűlési repedéseibe beszűrődve, vagy azzal kaotikusan keveredve is. Általában mikrites szövetű, helyenként durvább kristályos foltokat is tartalmaz. Jellemzője, hogy elszórtan találhatók benne a bazaltban megjelenőkhöz igen hasonló, átlagosan 0,1 mm-es, ritkán akár 0,2 mm-es plagioklász kristálytörmelékek (14. tábla A, B), valamint elvétve piroxén törmelékek is. A nagyobb plagioklász törmelékek morfológiájuk alapján valószínűbb, hogy a porfirós elegyrész méretű plagioklászból származnak. Mindez nemcsak vékonyecsiszolatban nyomozható, de a reszel-tetői lelőhely esetében a mészkő oldási maradékának vizsgálatával is bizonyításra került. A kőzetben helyenként 1-15 mm-es, erősen mikrokristályos bazaltdarabok is jelen vannak. A mészkő biogén eredetére utalnak az egyes helyeken megfigyelt biomold formák valamint bioklasztok. Ez utóbbiak igen rossz megtartásúak, de ősmaradvány eredetűk egyértelmű (Dr. Sente I., ELTE TTK, Budapest, szóbeli közlése). A mészkövet 0,2-5 mm-es erek metszik,

melyeknek két generációja biztosan elkülöníthető: az idősebb főképp szivacsos kalcitot és kevés kloritot, a fiatalabb főképp víztiszta kalcitot tartalmaz. A kőzet vörös színét a finomszemcsés hematit kristályok megjelenése adja, ami helyenként annak szinte teljes hematitos átalakulásához is vezetett. Ebben az esetben csak a relikt szövet alapján következtethetünk az eredeti kőzetjellegeire (mészkő). Ilyen esetben IR fényben vizsgálva jól látszik a hematit finomszemcsés jellege, helyenként akár gyengén átlátszó szemcsék is megjelennek.

3. *In situ* és párnaláva darabos hialoklasztit breccsa fáciesek

Az *in situ* hialoklasztit breccsa fáciesben (5. tábla F) a 20-30 cm-es kisebb párnalávákat, ill. egymástól kevésé elmozdult párnaláva darabokat cementálja a kőzetüveg darabokat, kalcitot, kloritot és piritet tartalmazó mátrix. Mind a Báj-pataktól északra található, mind pedig a részél-tetői kőfejtőben elvéve 1 cm-es szabálytalan alakú mészkő fragmentumok is előfordulnak a cementanyagban. A bazalt klasztok szövete a fentiekben leírtaknak megfelelő, bár erősebben üveges zónák is megjelennek a kőzetben.

A párnaláva darabos hialoklasztit breccsában (2. tábla G) az *in situ* breccsához képest több kötőanyag és kevesebb ill. kisebb, 1-10 cm-es, ritkán 20 cm-es szabálytalan alakú, erősen üveges bazaltdarabok figyelhetők meg az 1-5 cm-es, helyenként plagioklász kristálycsírákat és olivin utáni klorit átalakokat tartalmazó üvegtörmelék mellett. Itt a kötőanyagot a vékonysiszolatok vizsgálata szerint kvarc, klorit, kalcit és a hosszú-völgyi példa esetében ezeken felül prehnit és pumpellyit alkotja. A nagy-rézoldali lelőhelyen az is jellemző, hogy az üveges törmelékanyag szinte teljes egészében hematitosodott, és csak a reliktszövet utal az eredeti bazaltra.

4. Dolerit (hosszú-völgyi kőfejtő)

A kőzet zöldesszürke, makroszkóposan is durvaszemcsés és helyenként finomszemcsés szulfidásvány is azonosítható benne. Maximum 5% mikrokristályos anyagot tartalmaz a 70% durvaszemcsés (0,5-2 mm) saját- és félig sajátalakú plagioklász, 20% piroxén és 5% amfibol mellett. A legnagyobb plagioklászok akár porfíros jelleget is kölcsönözhetnek a szövetnek, és jellemző bennük a poliszintetikus ikerlemezeség megjelenése. Mindegyik plagioklász agyagásványosodott, de a szimmetrikus zónában még mérhető a kioltási szög, ami savanyú jellegre utalva 7-12°-nak adódott. A piroxének augitként azonosíthatóak (pleokroos, kék-világoszöld-világosbarna, sárga-kék interferenciaszín), méretük 0,5-3 mm között változik; előbbi esetben zömökebb, hatszöges metszetekként, utóbbi esetben nyúlt ásványokként jelenik meg (a porfíros szöveti jelleggel rendelkező részen). A kioltási szög (γ^c) a zömökebb példányok esetén 37-42°, míg a nyúltaknál 43-50° között változik, de előfordul az összetételi zónásságra utaló homokóra-kioltás is. Az amfibol többnyire 0,1-0,3 mm-es, ritkán elérheti az 1 mm-t is. A félig sajátalakú szemcsék c-tengelyre merőleges metszetein a körülbelül 120°-ot

bezáró hasadási szög is látható. Az erősen pleokroós megjelenés (vörösesbarna-világosbarna) valamint a többi jellemzők alapján oxiamfibolként („bazaltos amfibol”, „barna amfibol”) azonosítható. Ezen ásványokon túl az alapanyagban átalakulási termékként kalcit, klorit és agyagásvány figyelhető meg elvélve; az előbbi kettő olivin utáni átalakként is megjelenik. A doleritet maximum 2 mm vastag kalcittal, kvarccal és pirittel, kalkopiritrel töltött erek metszik, továbbá előfordulnak csak kalcittal töltött hajszálerek is. A kőzet egészében jellemző a finomszemcsés hintett kalkopirit megjelenése, ezen felül pirit és elvélve hematit is előfordul benne.

5. Erősen tektonizált zónából származó breccsa (hosszú-völgyi kőfejtő)

A túlnyomóan zöld, helyenként vörös színű breccsa szemcsevázú, benne 0,2-2 cm-es kőzetkaszatok, és közöttük ásványtörmelék található igen kevés cementanyag mellett. A kőzettörmelékek között ofitos szövettű gabbroidális kőzet, interszertális, variolitos, szferulitos bazalt és finomszemcsés sziliciklasztos üledék (aleurolit) is felismerhető. A gabbroidális kőzetben főképp durvakristályos plagioklász és augit jelenik meg, hasonlóan az interszertális bazalthoz. A variolitos és szferulitos szövettű bazaltkaszatokban azonban csak félig sajátalakú, léces plagioklász jelenik meg, elvélve olivin utáni kalcit, klorit átalakkal. E darabok között az előzőekhez hasonló augit törmelék, valamint igen kevés prehnitből és kvarcból álló cementanyag figyelhető meg. A vörös színű részeken valamivel kevesebb törmelékes anyag látható, és a mátrix szinte teljes egészében hematitosodott. A fragmentumok többsége lekerekített, hosszabb szállításra utal, amit alátámaszt a breccsa polimikt jellege is (egy kőzetsorozat darabjai láthatóak benne, nem csak a kőfejtő környező blokkjai).

4.1.3. Az RM-131 és RM-136 sz. mélyfúrások vizsgálata

Az RM-131-es mélyfúrás 300 m hosszú szakasza (500-800 m-ig) teljes egészében vizsgálatom tárgyát képezte (7. ábra), valamint további minták álltak rendelkezésemre a fúrás teljes hosszából a Recski Ércbányák Etalongyűjteményéből. A részletesen vizsgált szakaszban elsősorban bazalt található, továbbá elvélve különböző agyagpala és mészkő közbetelepülések fordulnak elő. A különböző kőzettípusok 10-50 cm vastag erősen tektonizált zónákkal határoltak. A bazalt vizsgálata során négy fő csoport volt elkülöníthető.

Az A-típust züldesszürke, vöröses szürke variolitos, szferulitos bazalt képviseli 1-3 mm vastag kalcit-klorit erekkel és ritka, 1-3 mm-es kalcittal, klorittal és epidottal töltött hólyagüregekkel. Ez a kőzet fordul elő 537-567 m, 609-650 m és 713-722 m között is. A körülbelül 30-50%-nyi mikrokristályos alapanyag gyakran hematitosodik, és benne a vázkristályos, félig sajátalakú 0,1-0,6 mm-es plagioklász mellett 0,1-0,7 mm méretű, kalcittal, klorittal és szerpentinittel töltött olivin utáni átalakok valamint finomszemcsés pirit ill. pirit utáni hematit átalakok is megfigyelhetőek. A plagioklászok többnyire erősen

agyagásványosodnak, de az interferencia szín helyenként még látható. A szimmetrikus zónában mért kioltási szögek $5-13^\circ$ között változnak, savanyú összetételt jelezve. Néhány helyen a bazalt párnaláva szerkezete is jól látszik, illetve a párnák közti hialoklasztit breccsa is nyomozható, így e kőzetek tömött illeszkedésű párnaláva fáciesbe sorolhatóak. Egy helyütt zebra-szövetű párnaláva is megjelenik (sajnos a fúrás rossz állapota miatt –a minta elhelyezkedése a fúrás irányához képest nem ismert– a blokk fiatalodási iránya nem határozható meg), kitöltését ugyanazok a hidrotermás ásványok adják, mint a ritka hólyagüregeket és a gyakoribb cikk-cakk ereket. 567-579 m-ig ugyanilyen bazalttípust és rózsaszínű mikrites mészkövet tartalmazó peperites fácies figyelhető meg, ami alatt kaotikus tektonizált zóna látható különböző, erősen átalakult (kvarc, albit, illitszerkezetű agyagásvány, laumontit és analcím is megjelenik a röntgenpordiffrakciós vizsgálatok tanúsága szerint) bazalttípusokat tartalmazó, hidrotermás ásványok (kvarc, kalcit, laumontit, analcím) alkotó cementanyaggal jellemezhető breccsával.

A B-típust vörös, variolitos szövetű bazalt alkotja, amiben jellemzőek a 0,5-1 cm-es elsősorban kalcittal töltött hólyagüregek. Ez a kőzet fordul elő 740-755 m és 790-793 m között, de igen hasonló, rózsaszín mészkővel keveredő bazalt fordul elő 295,7 m-nél és 371,0 m-nél is. A 30-40 %-nyi mikrokristályos, üveges alpanyagban két mérettartományban fordul elő a saját- és félig sajátalakú plagioklász (0,1-0,25 mm és 0,5-1 mm), valamint a 0,1-0,3 mm-es mérettartományban kalcittal és klorittal töltött olivin utáni átalakok is megjelennek (6. tábla D). A kisebb plagioklászok rendszerint agyagásványosodnak, a nagyobbakban az agyagásvány mellett kalcit is jellemző átalakulási termék. Előfordul, hogy az egész kőzet olyan erőteljes átalakuláson ment át (hematit, agyagásvány és helyenként kvarc valamint titanit jelenik meg), hogy már csak a relik szövet nyomozható. A hólyagüregeket és a hajszálereket kalcit, kvarc, klorit és hematit tölti ki. Opakásványként többnyire csak hematit azonosítható, de 295,7 m-nél előfordul egy kalkopirittel együtt előforduló rózsaszínes barna szulfidásvány, bornit is, ami kis mérete miatt hagyományos mikroszkópi módszerekkel nehezen azonosítható, de meghatározását a reflexiós spektrofotométeres vizsgálatok elősegítették.

A C-típusú bazalt zöld színű, variolitos szövetű kőzet, ami 234,1 m-nél, 239,0 m-nél és 476,5 m-nél ill. 685-692 m között fordul elő a fúrásban. Itt a mikrokristályos üveges alpanyagban nemcsak félig sajátalakú, léces plagioklász, de ahhoz hasonló mérettartományban klinopiroxén lécek (optikai tulajdonságai alapján augit) is előfordulnak (6. tábla F). A kőzetben jellemzőek továbbá a 0,5-3 mm-es kalcittal, klorittal töltött hólyagüregek, valamint ugyanezen ásványokkal töltött repedések is, ill. elszórtan pirit figyelhető meg a kőzetben. Helyenként felismerhető a párnaláva szerkezet is, valamint a párnák közötti hialoklasztit breccsa is nyomozható. A breccsában a klasztokat többnyire erősen üveges, helyenként kristálycsírákat tartalmazó bazalt adja, míg a cementanyag korai ásványai közé tartozik a kvarc, prehnit és

klorit, továbbá az ezek által hagyott üregekben későbbi kiválásként kalcit fordul elő. Mindezek alapján a kőzet a tömött illeszkedésű párnaláva fáciest képviseli.

A D-típust szürke, sötétszürke csomókkal jellemzett bazalt alkotja, ami a tanulmányozott mintákból egy helyen, 256,6 m-nél fordul elő. Itt a maximum 10%-os mennyiségben előforduló mikrokristályos, üveges alanyanyag kloritosodott, de a fentebb említett csomókat e klorit hiánya jellemzi. A kőzetben kevésen elhelyezkedő, 0,3-1 mm-es (ritkán akár 2 mm-t is elérő) vázkristályos, félig sajátalakú plagioklász lécek jelzik a variolitos szövetet, míg a hidrotermás folyamatokra kalcittal, klorittal, kvarccal és helyenként pirittel töltött hajszálrepedések és elvélve 3-5 mm-es kalcittal, klorittal és kvarccal töltött hólyagüregek utalnak. A plagioklászok erősen agyagásványosodnak, ahol észlelhető, ott a szimmetrikus zónában mért kioltási szög $4-8^\circ$ között változik savanyú összetételre utalva. A plagioklászok túl kőzetalkotó ásvány még a 0,3-0,5 mm-es, léces megjelenésű, barna színű augit, valamint előfordul még 0,5-1 mm-es olivin utáni kalcittal, klorittal töltött átalak és finomszemcsés pirit ill. pirit utáni hematit átalak is (6. tábla B). A fentebb jelzett csomókat nemcsak a klorit hiánya, de a plagioklászok méretcsökkenése (ezzel együtt erőteljesebb átalakulása) valamint a piroxén mennyiségének növekedése is jellemzi.

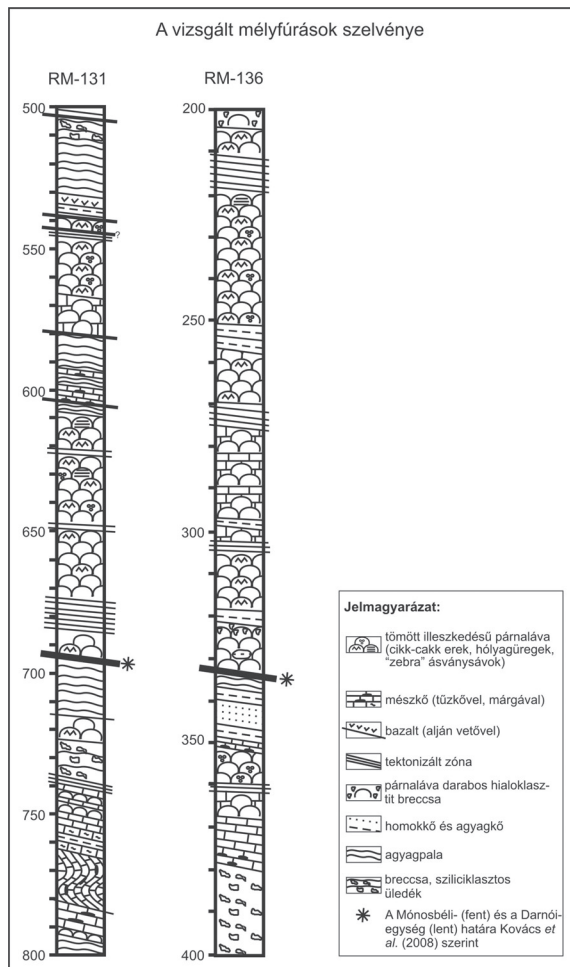
Az Rm-136-os fúrás egy 200 méter hosszú szakasza (200-400 m-ig) teljes egészében vizsgálatom tárgyát képezte (7. ábra). A fúrás e szakaszában főképp bazalt található, de néhány mészkő, radiolarit és agyagpala betelepülés is előfordul. A különböző egységeket erősen tektonizált zónák választják el egymástól. A vizsgálat eredményeképp három fő bazalttípus volt elkülöníthető.

Az A-típust zöldesszürke, vöröseszöld szferulitos-variolitos szövetű bazalt képviseli. A bazaltban 1-3 mm vastag kalcittal, klorittal és ritkán epidottal töltött cikk-cakk erek és elvélve apró, csak kalcittal töltött hólyagüregek, valamint zebra-szövetű párnalávához hasonló ásványsávok (kalcittal, hematittal, klorittal töltve) találhatóak. Ez a közzettípus fordul elő 200-251 m, 258-270 m és 300-305 m között. A 40-50%-nyi mikrokristályos, üveges alanyanyagban található 0,1-0,5 mm-es félig sajátalakú plagioklászlécek mellett helyenként igen apró, 0,05-0,07 mm-es piroxén lécek, valamint 0,1-0,5 mm-es kalcittal és klorittal töltött olivin utáni átalakok illetve finomszemcsés, olykor pirit utáni átalakot formáló hematit szemcsék figyelhetők meg a kőzetben (6. tábla H). Az erősen agyagásványosodó plagioklászoknál a szimmetrikus zónában a kioltási szög helyenként mérhető, és a $4-12^\circ$ közötti értékek savanyú összetételre utalnak. A piroxén lécek gyenge pleokroizmusa, narancssárga interferenciaszíne és $31-40^\circ$ -os kioltási szöge (γ°) augitos összetételre utal. A hematiton túl egy helyütt (302 m-nél) még egy opak fázis, az Rm-131-es B-típusában is megjelenő, kalkopirittel együtt megjelenő bornit is előfordul. Egyes helyeken jól látható a párnaláva szerkezet, ill. taláunk párnák közötti hialoklasztit breccsát is, ami miatt ezt a típust a tömött illeszkedésű párnaláva fáciesbe

sorolhatjuk. A 200-205 m-ig tartó szakasz erősen breccásodott, fentebb leírt szövetű bazalt mellett kevés üveges fragmentumot is tartalmaz, és a képződményt kalcit, kvarc, klorit, prehnit és hematit cementálja. Ez a zóna leginkább párnaláva darabos hialoklasztit breccsaként azonosítható.

A B-típusban vörössesszürke, 0,3-1 cm-es kalcittal töltött hólyagüregeket tartalmazó bazalt figyelhető meg, helyenként vörös mikrites mészkővel keveredve. Ez a kőzet 352-370 m között fordul elő két blokkban egy triász olisztolitban. Az interszertális szövetű bazaltban kevés, körülbelül 20% mikrokristályos, erősen hematitosodott anyag van, benne az erősen agyagásványosodó félig saját- ill. sajátalakú plagioklászok két mérettartományban fordulnak elő (0,05-0,15 mm és 0,3-0,6 mm), továbbá megjelennek 0,3-0,5 mm-es kalcittal, klorittal és ritkán prehnittel töltött olivin utáni átalakok is. A hólyagüregek falán kevés klorit fordulhat elő, míg belsejükben durvakristályos, szivacsos megjelenésű kalcit a jellemző. A kőzet hajszálereit többnyire kalcit tölti ki. A mikrites mészkőben igen sok finomszemcsés hematit található, és benne elvétve földpátkristály töredékek is megjelennek. Igen sok kalcittal töltött ér metszi, és szöveti jellemzője a kezdődő sztilolitosodás megjelenése, valamint az is, hogy helyenként tartalmaz felszakított, feltehetően máshonnan származó (gyengén kovás kötőanyagú) mészkőklasztokat is. A képződmény –mivel mészkővel keveredő bazaltból van szó– a peperites fáciesbe sorolható.

Az E-típust az előzőektől teljes mértékben eltérő, zöld színű bazalt képviseli, ami fekete, egészen finomszemcsés üledékes anyaggal keveredik. A fúrásban 325-333 m között találjuk meg ezt a képződményt. Az interszertális szövetű bazaltban körülbelül 40% mikrokristályos alapanyag van, amiben 0,3-0,5 mm-es durvaszemcsés, erősen agyagásványosodó sajátalakú plagioklász mellett nem saját- ill. félig sajátalakú, 0,05-0,1 mm-es finomabb szemcsés plagioklász és 0,05 mm-es saját- ill. félig sajátalakú augit figyelhető meg. Az egykori üledékes anyag felé haladva a kőzetben egyre finomabb szemcseméret és nagyobb üvegtartalom jellemző. A finomszemcsés kőzet mára teljesen átalakult finomszemcsés hidrotermás ásványokká, és a röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok alapján elsősorban kvarc és albit alkotja, de kalcitot, illit-szerkezetű közberétegzett agyagásványt tartalmazó kloritot is tartalmaz. Dr. Németh T., ELTE TTK, szóbeli közlése, B-1 melléklet). Ennek ellenére az eredeti finomszemcsés (aleurit szemcsemérettartomány) üledékes szövete látható. Helyenként kicsit durvábszemcsés (10-15 μm) kvarc és albit jelenik meg gömbölyded csomókban. E blokk keletkezése az üledékes kőzet kevésbé átalakult részében talált radioláriák alapján jura időszakra tehető (Kovács *et al.*, 2008).



7. ábra: A két vizsgált mélyfúrás szelvénye.

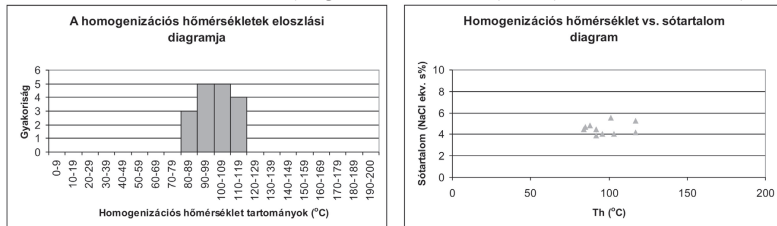
4.1.4. A tengeraljzati hidrotermás folyamatok sajátosságai folyadékárvány mikrotermometriai vizsgálatok alapján

A párnalávák hűléséhez kötődő tengeraljzati hidrotermás folyamatok eredményei a fenti kőzetleírások során bemutatott erezések, hólyagüregek, egykori folyási csatornák, hialoklasztit breccsák cementanyagának ill. a zebra-szövetű párnaláva ásványsávjainak kitöltései csakúgy, mint az alapanyag plagioklászának albitosodása (ld. 4.1.2. fejezetben), vagy a

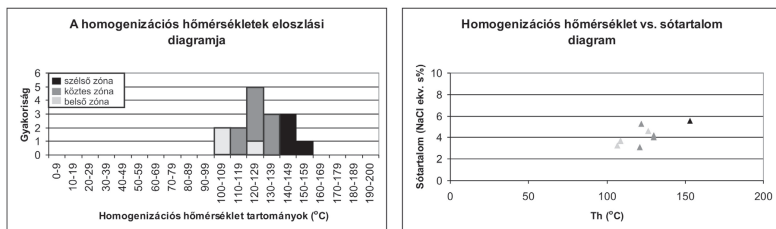
kloritosodás, a hematitosodás valamint az olivin utáni átalakokat kitöltő ásványok is (15. tábla A-H). Ezen ásványparagenezisek képződési körülményeinek meghatározására részletes folyadékzárvány mikrotermometriai továbbá elektronmikroszkopos vizsgálatokat végeztem. A hólyagüregeket kitöltő kalcit a folyadékzárvány mikrotermometriai mérésekkel is vizsgált lelőhelyeken (Mély-völgy, Hosszú-völgy és Nagy-Rézoldal) igen gyakran szivacsos megjelenésű, nem jól átlátszó, ritkák a víztiszta részek. Ahol látható, ott a primer folyadékzárványok többnyire önállóan, ritkán zárványfelhőket alkotva, az ásvány későbbi repedéseitől távol helyezkednek el. A zárványok mérete általában 4-10 μm közötti, a fázisárnyok állandók: 5-10 t^{fl} gőzfázis mellett 95-90 t^{fl} folyadékfázis fordul elő a többnyire szögletes, gyakran negatívkristály alakú zárványokban. A másodlagos, többnyire 10 μm alatti méretű zárványok behegedt repedések síkjaiban jelennek meg, jellemzően nyúlt, ovális alakúak és előfordul közöttük csak folyadékfázist és folyadék és gőzfázist egyaránt tartalmazó zárvány is.

A mikrotermometriai mérések során komoly problémát jelentett a 3. fejezetben említett metastabilitási jelenség, így esetenként a kapott adatok száma igen alacsony.

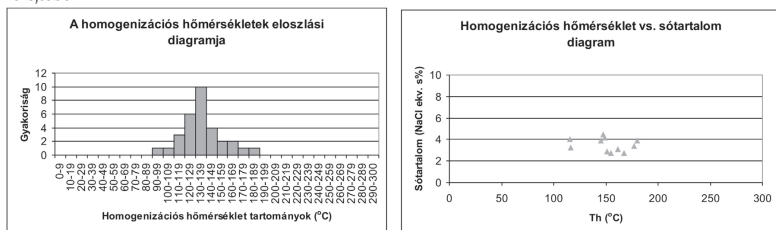
A hosszú-völgyi kőfejtő tömött illeszkedésű párnalávainak hólyagüregeiben viszonylag kis átlagos homogenizációs hőmérsékletet, $\text{Th(L-V)L}=85\text{-}117^\circ\text{C}$ (átlag: 101°C) között, emellett pedig 3,87-5,56 NaCl ekv. s% (átlag 4,49 NaCl ekv. s%) szalinítást tapasztaltam (8. ábra, C-1 melléklet). A mély-völgyi lelőhelyen érdekes zonáció is megfigyelhető volt; a nagy hólyagüregek szélső zónájában tapasztalhatóak a legnagyobb homogenizációs hőmérséklet ($\text{Th(L-V)L}=143\text{-}153^\circ\text{C}$ átlag: 147°C) és sótartalom értékek (5,56 NaCl ekv. s%), a középső zónában átmeneti értékekkel találkozunk ($\text{Th(L-V)L}=116\text{-}130^\circ\text{C}$ átlag: 124°C ; 3,06-5,26 NaCl ekv. s% szalinitás, átlag: 4,1 NaCl ekv. s%), míg a legbelső zónában mérhetőek a legkisebb értékek ($\text{Th(L-V)L}=107\text{-}126^\circ\text{C}$ átlag: 114°C ; 3,22-4,64 NaCl ekv. s% szalinitás, átlag: 3,9 NaCl ekv. s%) (9. ábra, C-1 melléklet). A nagy-rézoldali kőfejtő nagyobb hólyagüregeiben nem volt megfigyelhető ilyen rendszeresség (az igen sok szivacsos, nehezen átlátszó kalcitnak köszönhetően); a mért homogenizációs hőmérséklet $\text{Th(LV-L)}=102\text{-}180^\circ\text{C}$ (átlag: 136°C), míg a szalinitás 2,9-4,49 NaCl ekv. s% (átlag: 3,49 NaCl ekv. s%) volt (10. ábra, C-2 melléklet).



8. ábra: A hólyagüregeket kitöltő kalcit elsődleges folyadékzárványainak mikrotermometriai adatai a hosszú-völgyi kőfejtőből.



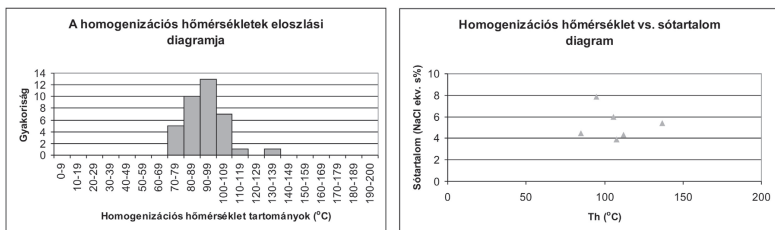
9. ábra: A hólyagürekeket kitöltő kalcit elsődleges folyadékzárványainak mikrotermometriai adatai a mély-völgyi kőfejtőből.



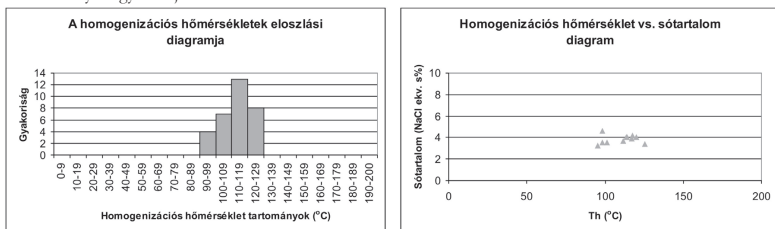
10. ábra: A hólyagürekeket kitöltő kalcit elsődleges folyadékzárványainak mikrotermometriai adatai a nagy-rézoldali kőfejtőből.

A zebra-szövetű párnaláva kalcitot tartalmazó ásványsávjából a reszél-tetői, a mély-völgyi és a hosszú-völgyi kőfejtők esetében készült folyadékzárvány mikrotermometriai vizsgálat. Nemcsak a 3. fejezetben bemutatott metastabil olvadás és a homogenizáció után a gőzfázis metastabil hiánya, de a rosszul átlátszó preparátumok és az igen kis méretű zárványok is nehezítették a munkát. A primer, többnyire önállóan, repedésektől távol elhelyezkedő zárványok mérete általában 4-10 μm közötti, alakjuk szögletes, gyakran negatívkristály alakot közelít. Fázisarányaik állandóak (5-10 t% gőzfázis és 95-90 t% folyadékfázis). A mély-völgyi lelőhely esetén $\text{Th(L-V)}\text{L}=71\text{-}137^\circ\text{C}$ (átlagosan 92°C) valamint 3,86-7,86 NaCl ekv. s% szalinitás (átlag: 5,33 NaCl ekv. s%) volt mérhető (11. ábra, C-3 melléklet) míg a reszél-tetői példa $\text{Th(L-V)}\text{L}=96\text{-}126^\circ\text{C}$ (átlag: 113°C) illetve 3,22-4,64 NaCl ekv. s% (átlag: 3,83 NaCl ekv. s%) értékeket adott (12. ábra, C-4 melléklet). A hosszú-völgyi lelőhelynél a Mély-völgyhöz hasonlóan alacsony, $\text{Th(L-V)}\text{L}=70\text{-}109^\circ\text{C}$ (átlag: 91°C) homogenizációs hőmérsékletet és viszonylag nagy, 3,87-5,56 NaCl ekv. s% (átlag 4,49 NaCl ekv. s%) szalinítást tapasztaltam (13. ábra, C-5 melléklet).

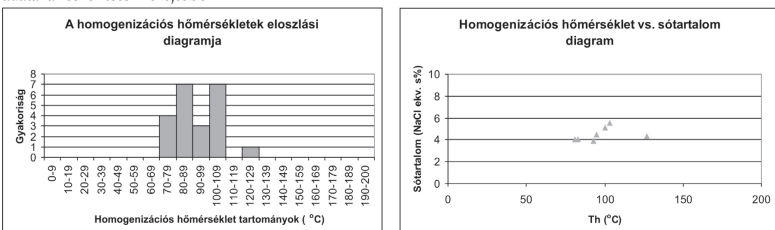
A cikk-cakk erezések kalcitjából kielégítő mennyiségű mérés végül csak a hosszú-völgyi lelőhely esetében készült, mivel bár a Nagy-rézoldalban és a Báj-pataktól északra található kőfejtőben igen gyakori ez a kifejlődés, a minták igen rossz átlátszósága és a bennük található igen kisméretű zárványok nem engedték meg a részletes vizsgálatot. A többnyire 5-7 μm -es,



11. ábra: Zebra-szövetű párnaláva ásványsávját kitöltő kalcit elsődleges folyadékzárványainak mikrotermometriai adatai a mély-völgyi köfejtőből.

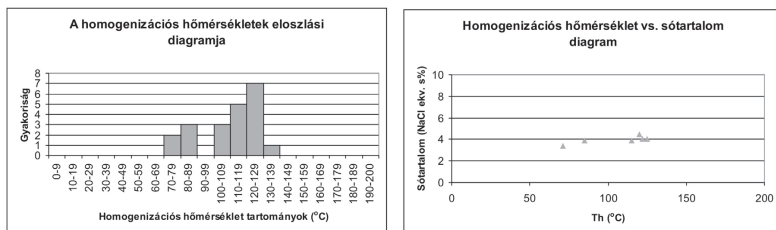


12. ábra: Zebra-szövetű párnaláva ásványsávját kitöltő kalcit elsődleges folyadékzárványainak mikrotermometriai adatai a részl-tetői köfejtőből.



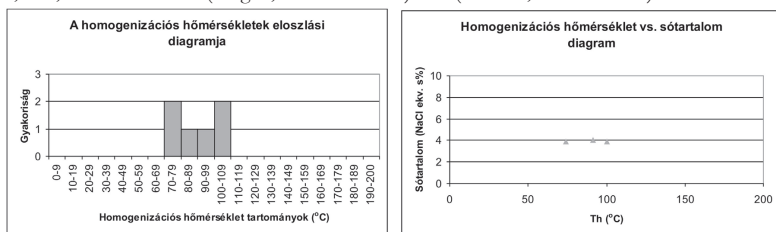
13. ábra: Zebra-szövetű párnaláva ásványsávját kitöltő kalcit elsődleges folyadékzárványainak mikrotermometriai adatai a hosszú-völgyi köfejtőből.

ritkán 10 μ m-es folyadékzárványok általában önállóan, minden repedéstől távol, vagy esetleg zárványfelhőkben jelennek meg a kalcit tisztább, jobban átlátható részein. A szögletes, gyakran negatívkristály alakú zárványokban a fázisarányok állandóak; 5-10% gőzfázis mellett 95-90% folyadékfázis látható. Az erezések másodlagos zárványai sorokba, síkba rendeződve jelennek meg, gyakori a lefűződött, lekerekített körvonalú, de szabálytalan alakú egy és kétfázisú zárvány is. A hosszú-völgyi köfejtő cikk-cakk erezésének kalcitjának elsődleges zárvényaiban $Th(L-V)L=71-125^{\circ}C$ (átlag: $110^{\circ}C$) homogenizációs hőmérsékletet és 3,39-4,49 NaCl ekv. s% (átlag: 3,95 NaCl ekv. s%) sókoncentrációt mértem (14. ábra, C-5 melléklet). A mély-völgyi mintákból sikerült még összesen egy mérést végezni ($Th(L-V)L=94^{\circ}C$ és 3,9 NaCl ekv. s% szalinitás), így az adat mindenképpen csak tájékoztató jellegűnek fogadható el (C-6 melléklet).



14. ábra: A cikk-cakk erezéseket kitöltő kalcit elsődleges folyadékzárványainak mikrotermometriai adatai a hosszú-völgyi kőfejtőből.

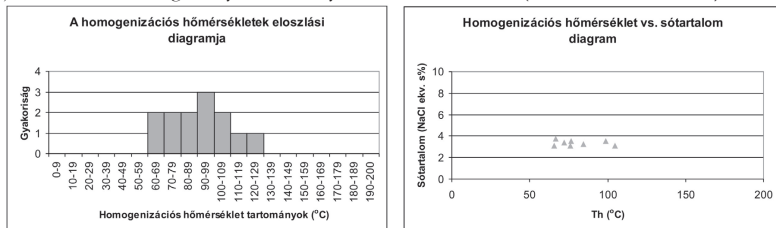
Lávafolyási csatornát kitöltő ásványparagenezist a mély-völgyi lelőhely esetében figyeltem meg, így abból a mintából kíséreltem meg folyadékzárvány mikrotermometriai méréseket. Itt is felléptek a korábbiakban taglalt problémák, ill. a kalcit rossz átlátszósága is gondot okozott. A jellemzően 5-10 μm -es, negatívkristály alakú, általában 5-10% gőzfázist és 95-90% folyadékfázist tartalmazó primer zárványokból összesen hat mérést sikerült végezni; az átlagos homogenizációs hőmérséklet $\text{Th(L-V)}_{\text{L}}=74-100^\circ\text{C}$ (átlag: 87°C), míg a sótartalom 3,86-4,02 NaCl ekv. s% (átlag: 3,9 NaCl ekv. s%) volt (15. ábra, C-6 melléklet).



15. ábra: A folyási csatornát kitöltő kalcit elsődleges folyadékzárványainak mikrotermometriai adatai a mély-völgyi kőfejtőből.

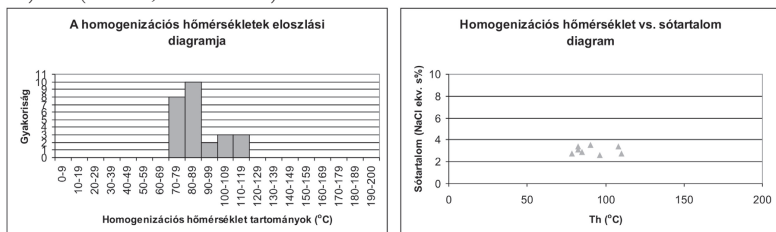
A párnák közötti hialoklasztit breccsák kalcitja többnyire igen rosszul átlátszó, míg kvarc csak elvétve fordul elő, így összesen egy lelőhelyen lehetett folyadékzárvány mikrotermometriai vizsgálatot végezni ezen az ásványtípuson. A hosszú-völgyi példa esetében az erősen szivacsos megjelenésű kalcitban többnyire 4-6 μm -es primer, szögletes megjelenésű zárványok találhatók meg elvétve. A fázisárányok állandóak, 5-10% gőzfázis mellett 95-90% folyadékfázis jelenik meg. Gyakorikak viszont az 1-10 μm -es sorokba rendeződő másodlagos zárványok. A munka eredményeképp az ásványkitöltések két generációja biztosan elkülöníthető. Az egyik a $\text{Th(L-V)}_{\text{L}}=80-129^\circ\text{C}$ (átlag: 98°C) homogenizációs hőmérsékletű és 3,06-3,55 NaCl ekv. s% (átlag: 3,2 NaCl ekv. s%) sótartalmú elsődleges zárványokat tartalmazó erősebben szivacsos kalcit. A másik az általuk hagyott üres teret kitöltő, tehát annál fiatalabb, valamivel tisztább, átlátszóbb, $\text{Th(L-V)}_{\text{L}}=67-77^\circ\text{C}$ (átlag: 70°C) homogenizációs

hőmérsékletű és 3,06-3,71 NaCl ekv. s% (átlag: 3,4 NaCl ekv. s%) sókoncentrációval jellemezhető elsődleges folyadékzárványokat tartalmazó kalcit (16. ábra, C-6 melléklet).



16. ábra: A párnák közötti hialoklasztit breccsa cementanyagában található kalcit elsődleges folyadékzárványainak mikrotermometriai adatai a hosszú-völgyi kőfejtőből.

A párnaláva darabos hialoklasztit breccsa hidrotermás cementjének vizsgálatára is történt kísérlet, de a metastabilitási problémák és a minták rossz átlátszósága is gondot okozott. Végül a hosszú-völgyi lelőhely esetében végeztem méréseket, de itt is csak az egyáltalán nem jól átlátszó kvarckristályok által hagyott üres térben kialakult, tehát egyértelműen a folyamatok második lépcsőjét képviselő, rosszul átlátszó kalcitban sikerült folyadékzárványokat megfigyelni. Az átlagosan 5 μm -es elsődleges, negatív kristály alakú zárványok önállóan helyezkednek el az ásványban, a többnyire 2 μm -es csak folyadékfázist tartalmazó másodlagos zárványsoroktól távol. A primer zárványok fázisaránya állandó, 5-10% gőzfázis mellett 95-90% folyadékfázis jellemző. Az homogenizációs hőmérséklet $\text{Th}(\text{L-V})\text{L}=70\text{-}112^\circ\text{C}$ (átlag: $88,1^\circ\text{C}$), míg a szalinitás 2,57-3,55 NaCl ekv. s% (átlag: 3,04 NaCl ekv. s%) volt (17. ábra, C-7 melléklet).



17. ábra: A párnaláva darabos hialoklasztit breccsa cementanyagában megjelenő kalcit elsődleges folyadékzárványainak mikrotermometriai adatai a hosszú-völgyi kőfejtőből.

4.1.5. A hidrotermás folyamatok hőmérsékleti viszonyai klorit termometria alapján

Elektronmikroszkopos méréseket a hosszú-völgyi, nagy-rézoldali és a mély-völgyi lelőhely különböző helyeken, így alapanyagban, olivin utáni átalakban, hólyagüregben, erezésben és hialoklasztit breccsa cementanyagában megjelenő kloritjain végeztünk annak érdekében, hogy a fluidzárványok mikrotermometriai adatainak kiértékeléséhez egy ásványtani

termométer adatait is felhasználhassuk, illetve ismeretet szerezzünk a hidrotermás folyamatok hőmérsékletéről olyan esetekben, amikor erre fluidzárvány vizsgálatok alapján nem volt lehetőség.

A mély-völgyi zebra-szövetű párnaláva kétféle hajszálereknek kloritja már a petrográfiai vizsgálatok alapján is különböző, amit a mikroszondás mérések eredményei is igazoltak (D-1 melléklet). Az epidotot is tartalmazó érben a klorit kisebb szilícium és nagyobb alumínium tartalmú, továbbá nagyobb vas és magnézium tartalommal is rendelkezik a másik értípus kloritjához képest. Ennek ellenére mindkét típus piknokloritként azonosítható, ill. Zane és Weiss (1998) nevezéktana alapján az 1. típusú, Mg-klorit mezejébe esnek. Az elemzett ásványok Al (IV) kationszáma és XFe értéke alapján keletkezési hőmérséklet becslésére Chatelineau és Izquierdo (1988) módszerét használtam (ennek kritériumai: XFe: 0,2-0,3; Al (IV): 0,6-1,1 14 oxigénre számolva). A számolások alapján az epidotot tartalmazó ér esetében átlagosan 259°C-ot, míg a másik ér esetében 167°C képződési hőmérsékletet kaptam.

Erezésben található kloritból a nagy-rézoldali lelőhelyről is készültek elektronmikroszondás mérések (D-1 melléklet). Itt is kétféle erezést vizsgáltam; hajszálereket és valamivel vastagabb, cikk-cakk ereket is. A kétféle klorit esetében szisztematikus összetételbeli eltérés nem tapasztalható, Zane és Weiss (1998) nevezéktana alapján mindkettő az 1. típusba, azon belül pedig a Mg-klorit csoportba sorolható. Az elemzett ásványok Al (IV) kationszáma és XFe értéke alapján nem mindig volt egyértelműen megválasztható a megbízhatóan használható termometriai számolás, hiszen előfordult, hogy az értékek minden általam ismert eljárás kritériumaitól kis mértékben eltértek. Ettől függetlenül az összetételek egy része Zang és Fyfe (1995) kalibrációjának feltételeit kielégítik (a feltételek: XFe: 0,4-0,8, és Al (IV) 1,0-1,3 14 oxigénre számolva). Ez alapján a hajszálerek kloritjának keletkezési hőmérsékletétől 218°C-ot, míg a vastagabb erek falánál előforduló klorit esetében átlagosan 214°C-ot kaptam.

Hólyagüregek kloritjában két helyről, így Nagy-Rézoldalból és a Hosszú-völgyből készültek elektronmikroszondás mérések (D-1 melléklet). A Nagy-Rézoldal esetében többnyire az igen apró, csak klorittal töltött hólyagüregeket lehetett vizsgálni, de néhány esetben a nagyobb, kalcittal, kvarccal és klorittal kitöltöttekben is tudtam méréseket végezni. Mindkét hólyagüregtípusban az összes vizsgált klorit piknoklorit, összetételük alapján Zane és Weiss (1998) nevezéktanát használva 1. típus, Mg-klorit csoportba sorolhatók. A vizsgált apró hólyagüregekben található kloritok összetétele alapján egyik általam ismert termométer összes kritériumát sem teljesítik maradéktalanul. A legközelebb Zang és Fyfe (1995) módszeréhez állnak a mért értékek, hiszen az XFe megfelel annak, az Al(IV) meg csak igen kis mértékben tér el attól. Ilyen kis mértékű eltérés esetén Frimmel (1997) bemutatta, hogy a fenti kalibráció még használható. A kapott keletkezési hőmérsékletek 175-199°C között voltak, az átlag

182°C-nak adódott. Ezzel szemben a nagyobb hólyagüregek korai kitöltéseként megjelenő klorit összetétele alapján egyértelműen használható Zang és Fyfe (1995) számítási módszere, melynek alkalmazásával átlagosan 213°C-os keletkezési hőmérsékletet kaptam. A hosszú-völgyi hólyagüregek korai keletkezésű, az üregek falai mentén előforduló kloritja szintén piknoklorit összetételű, Zane és Weiss (1998) nevezéktana alapján 1. típus, Mg-klorit. Az ásvány összetétele alapján Chatelineau és Izquierdo (1988) termometriai módszere használható a keletkezési hőmérséklet becslésére, ami így átlagosan 232°C-nak adódik.

A tömött illeszkedésű párnaláva fációs párnái között talált hialoklasztit breccsa cementanyagának láthatóan korai kloritját is vizsgáltuk (D-1 melléklet); összetételük alapján piknokloritként azonosíthatóak, Zane és Weiss (1998) nevezéktana szerint 1. típus, Mg-klorit névvel illethetők. A mérési eredmények alapján Chatelineau és Izquierdo (1988) termometriai módszere használható a keletkezési hőmérséklet becslésére, ami átlagosan 252°C-nak adódott.

A párnaláva darabos hialoklasztit breccsa cementanyagában található, szintén viszonylag korai kitöltésként azonosítható klorit a piknokloritok közé tartozik, Zane és Weiss (1998) nevezéktana alapján 1. típus, Mg-klorit mezőbe esik (D-1 melléklet). A mért összetételek alapján az XFe és Al (IV) értékek Chatelineau és Izquierdo (1988) termométerének kritériumainak felelnek meg, míg egy mérés esetében ettől kis mértékű eltérések előfordul, így azt nem vettem bele a számításba. Az így kapott keletkezési hőmérsékletek átlaga 220°C.

Az alapanyagban található klorit összetételét a Nagy-Rézoldalban és a Hosszú-völgyben vizsgáltam (D-1 melléklet). A Nagy-Rézoldal esetében nagyobb vastartalom ám alacsonyabb magnéziumtartalom jellemző a hosszú-völgyihez képest, ezzel együtt mindkét típus piknokloritként azonosítható, ill. Zane és Weiss (1998) nevezéktana alapján 1. típus Mg-kloritnak sorolható be. Keletkezési hőmérséklet becslésére van, ahol egyértelműen használható Zang és Fyfe (1995) ill. Chatelineau és Izquierdo (1988) módszere (1-1 mérés mindkét lelőhelyről. A kevés mérési eredményt az okozza, hogy több helyütt a mért kloritban szmektit is található, így azok az eredmények sem használhatók termométerként. Az egy-egy megfelelő adat alapján a hosszú-völgyi alapanyag klorit 256°C-on, míg a nagy-rézoldali 221°C-on képződött.

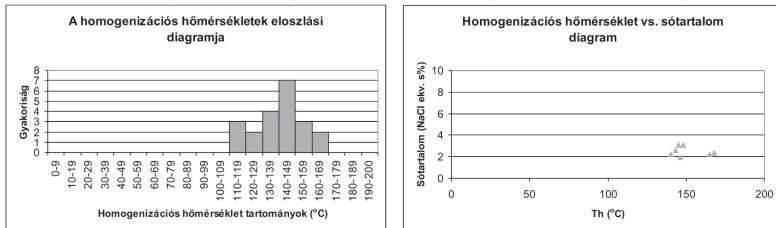
Az olivin utáni áalakban megjelenő klorit összetételét két helyen, a Hosszú-völgyben és a Nagy-Rézoldalban határoztam meg (D-1 melléklet). Mindegyik helyen az ásvány piknokloritként volt azonosítható és Zane és Weiss (1998) nevezéktana alapján 1. típus, Mg-kloritnak volt besorolható. Összetételük alapján a Hosszú-völgyben jelentősen kisebb a vas- és gyengén magasabb a magnéziumtartalom az áalakban megjelenő kloritokban. A hosszú-völgyi kloritok esetében az egyik méréshez Chatelineau és Izquierdo (1988), míg a másikhoz Zang és Fyfe (1995) kalibrációja használható, 215°C-os és 216°C-os keletkezési hőmérsékletet adva. A

nagy-rézoldali klorit mérési eredményei alapján Zang és Fyfe (1995) módszere jól használható, és 222°C-os átlagos keletkezési hőmérsékletet kaptam.

4.1.6. A tengeralfizati hidrotermás tevékenységet felülbélveggő ásványképződési folyamatok jellemzői

A Pollner-tárónál, valamint több helyen a Hosszú-völgy falában ill. a hosszú-völgyi kőfejtőben is megjelenő, párnák határait átszelő, főképp kvarccal és prehnittel töltött erek egyértelműen a párnák hűlése utáni folyamatok eredményei. Képződési körülményeik meghatározására a Pollner-tárho feletti árkolásban vizsgálható telérszakasz durva kvarckristályjaiból készült folyadékszárvány mikrotermometriai vizsgálat.

A kvarc az esetek többségében nehezen átlátszó, szivacsos megjelenésű. A valamivel tisztább részekben jellemző a másodlagos zárványsorok megjelenése, bennük általában 5 µm-nél kisebb, többnyire egyfázisú zárvánnyokkal. E zárványsorok között, ám tőlük távol találhatók helyenként zárványfelőkben, gyakrabban azonban önállóan előforduló, 4-7 µm-es kétfázisú primer zárvánnyok (5-10% gőzfázis, 95-90% folyadékfázis). A telér falához közelebbi mintákban a Th(L-V)L=134-168°C között változott (átlag: 146°C), míg a belső zónák üregekben benn-nőtt kvarcaiban Th(L-V)L=110-125°C közötti értékek (átlag: 118°C) voltak mérhetőek. A Tm=-1,1 és -1,8°C között volt, ami alapján NaCl-víz rendszerben modellezve (bár eutektikus hőmérséklet nem volt észlelhető, de a zárvánnyok -45°C-ig megfagytak) 1,91-3,06 NaCl ekv. s% (Hall *et al.*, 1988) szalinitás számolható (18. ábra, C-7 melléklet).



18. ábra: A hosszú-völgyi Pollner-tárho feletti telér kvarcának elsődleges folyadékszárványainak mikrotermometriai adatai.

4.1.7. Összefoglalás

A Darnói-egység vizsgált feltárásaiban négy vulkanológiai fácies képződményei voltak elkülöníthetők: a tömött illeszkedésű párnaláva fácies mellett az *in situ* hialoklasztit breccsa, a párnaláva darabos hialoklasztit breccsa és a peperites fácies képződményei is megjelennek. A tanulmányozott felszíni vulkáni kőzetekben és a mélyfúrások anyagában négy bazalttípus volt elkülöníthető, az összes feltárás anyaga ezekbe besorolható volt: Mély-völgy-, Nagy-Rézoldal, Reszél-tető és Báj-patak-típus. A kőzetek intenzív hűléshez kötődő tengeralfizati átalakuláson

mentek át (260-70°C), és e folyamatokhoz kötődik az alapanyag kloritosodása és hematitosodása, az eredetileg anortitos összetételű plagioklászok albitosodása, valamint a különböző hidrotermás ásványkiktöltések (erek, hólyagüregek, zebra-szövetű párnalávák ásványsávjai, folyási csatornák) kialakulása is. A Hosszú-völgyben nemcsak e folyamatok, hanem egy egyértelműen későbbi ásványképződés eredményei is nyomozhatóak.

4.2. Szarvaskő és környéke

4.2.1. Terepi kifejlődések

Szarvaskő környékén egy kőfejtőt és több kisebb természetes ill. mesterséges feltárást vizsgáltam (1. ábra, A). A kőfejtő Egerbakta községtől körülbelül 2 km-re északra található, légvonalban alig 750 méterre a reszel-tetői bányától (É 47,95091° / K 20,285171°). A vizsgált kisebb feltárások közül egy található ezen a környéken, légvonalban körülbelül 300 méterrel nyugatra a bányától, a Laskó-patak völgyének oldalában (É 47,950357° / K 20,279989°). A többi kibukkanás Szarvaskő faluban, és környékén, ettől a feltárástól 6 km-el északkeletre található (vasút és útbevágás: É 47,991257° / K 20,327743°, természetes kibukkanás: É 47,989764° / K 20,328827°). Megjegyzendő azonban, hogy a darnó-hegyi Hosszú-völgy természetes feltárásai között is található olyan, melynek bazaltja a későbbi vizsgálatok alapján sokkal inkább a szarvaskői, mint a darnói típushoz sorolható.

Az amfiteátrum-alakú egerbaktai kőfejtő (7. tábla) közepén tó található, annak délnyugati partján a Mónosbéli Formációcsoport jura üledékes képződményei figyelhetők meg, míg északkeleti partján egy ÉNY-DK irányú falon három vulkanológiai fácies különíthető el a jura bazaltban: a tömött illeszkedésű párnaláva, a peperites fácies és a párnaláva darabos hialoklasztit breccsa képződményei. A fal közepén egy szintén bazaltos összetételű kőzettelér is megfigyelhető, részben tektonikus, részben eredeti kontaktussal (hűlési szegély) a tömött illeszkedésű párnalávéban. A kőfejtő képződményei legnagyobb részt a tömött illeszkedésű párnaláva fáciesbe sorolhatóak, és ennek zöld, valamint barna színű változata is megfigyelhető (utóbbi a vasoxidos, felszíni mállásnak köszönhető). A párnák átmérője maximum 50 cm. A párnák között kevés hialkoklasztit breccsa található, míg bennük elvértve vékony kalcittal, kvarccal töltött erek láthatóak. A peperites fácies a bányafal északnyugati részén figyelhető meg, ahol az ezt a faciést alkotó tömb tektonikusan érintkezik a környező bazalttal. A bazalttal itt nem mikrites mészkő, hanem fekete színű, finomszemcsés sziliciklasztos üledék (aleurit) keveredik. A bányafal legnyugatabbi végén egy körülbelül 5 méteres blokkban figyelhető meg a párnaláva darabos hialoklasztit breccsa, benne 3-20 cm-es bazalt klasztok, kisebb üvegdarabok és cementáló hidrotermás ásványok (kvarc, klorit, prehnit) fordul elő. Mindegyik fáciesben jellemző az utólagos, minden határt átmentsző, hidrotermás

ásványokkal (főleg kvarc, kalcit, prehnit) töltött 1-3 cm vastag ereknek a megjelenése, amiben a peperites fácies esetében datolit is jelen van.

A Reszél-tetőtől északra található, a Laskó-patak völgyének oldalában található feltárások az Egerbakta-Bátor országút nyugati oldalán helyezkednek el (8 tábla B). Ott agyagpala mátrixban találhatóak meg helyenként a zöld színű bazalt blokkok, melyekben néhány helyen a párnaláva szerkezet is megfigyelhető, így a tömött illeszkedésű párnaláva fáciesbe sorolhatóak. A blokkok mérete általában a 0,5-5 m-es mérettartományban változik, a völgyfalban 250-300 méteren át követhetőek. A feltártság igen gyenge, több helyütt csak törmelékben található meg mind a bazalt, mind a pala.

A szarvaskői feltárásokban (például a Vár-hegyen, vagy a falutól északra az útbevigásban, 8. tábla A, C) jellemző az igen látványos párnaláva szerkezet, a párnák mérete általában 40-60 cm között változik. Több helyütt kanyargó lávanyelvek és a párnák közti hialoklasztit breccsa is megfigyelhető, így összességében ezen feltárások anyaga a tömött illeszkedésű párnaláva fáciesbe sorolható. Egy vasútbevigásban a képződmény melanzs jellege is jól nyomonkövethető, hiszen ott a bazalt tömb (fiatalodási iránya láthatóan lefelé mutat) a jura üledékben, termális kontaktus nélkül található meg.

A darnó-hegyi Hosszú-völgyben két olyan természetes kibukkanás is található, melynek zöld, zöldesszürke bazaltja a szarvaskőiekhez hasonló. A láthatóan durvább szemcsés kőzet párnaláva szerkezetet formál, bennük elvélve rövid hajszálerék, hintett pirit és ritka kloritos üregek fordulnak elő. Ebben a kőzetben is megjelenhetnek a korábbiakban említett, Pollner-tárhoz hasonló, felülbélyegző jellegű kvarc-prehnit-karbonát erek/telérek.

4.2.2. A kőzetek jellemzői a megismert vulkáni fáciesek alapján

1. Tömött illeszkedésű párnaláva fácies

A kőzet makroszkóposan is elkülöníthető szemcséket tartalmaz; helyenként becsillannak az 1-1,5 mm-es plagioklász lécek. A köztük megfigyelhető alanyagban kézinagyítóval elkülöníthetőek maximum 0,5 mm-es szemcsék, míg erősen üveges zónák nem jellemzőek. A bazalt többnyire zöld színű, helyenként barna, amit az igen sok mikrorepedésben megjelenő limonit okoz. Nem jellemző a hólyagüregek megjelenése, és a kőzet hűléséhez kötődő, elsősorban kalcittal, kvarccal és prehnittel töltött erek is csak alárendelten fordulnak elő. Jellemző azonban az 1-2 cm vastag utólagos, párnák határait átszelő, elsősorban kvarccal, kalcittal töltött erek megjelenése. A párnák között kis mennyiségben hialoklasztit breccsa figyelhető meg, ahol 1-2 cm-es szögletes bazalt- és kőzetüveg törmelékdarabok találhatóak meg a hidrotermás ásványok alkotta mátrixban.

A porfíros interszertális szövetű kőzetet (8. tábla D, F, G) főképp nem sajátalakú klorit, kis mennyiségű mikrokristályos anyag (<30%), valamint két mérettartományban

előforduló plagioklász és piroxén alkotja. A tűs-léces, féligsajátalakú 0,17-0,3 mm-es apró plagioklász lécek mellett hasonló mérettartományban (0,1-0,2 mm) félig sajátalakú, megközelítőleg izometrikus piroxén szemcsék figyelhetők meg az alapanyagban. A plagioklászok gyengén agyagásványosodnak, szimmetrikus zónába mért kioltási szögük 5-13° között változik, ami savanyú összetételre utal. A piroxének gyengén pleokroósak (világoszöld-halványbarna-kékeszöld), interferenciaszínük narancssárga, klinopiroxénként azonosíthatóak. Mindezt megerősítik a SEM+EDS mérések is; a mért plagioklászok átlagos összetétele $\text{Na}_{0,9}\text{Ca}_{0,01}\text{Al}_{1,02}\text{Si}_3\text{O}_8$ -nak adódott (4. ábra, A-1 melléklet), míg a klinopiroxének átlagos összetétel alapján (A-2 melléklet) $(\text{Ca}_{0,77}\text{Mg}_{0,89}\text{Fe}_{0,23}\text{Ti}_{0,03}\text{Cr}_{0,01}\text{Mn}_{0,01}\text{Si}_{1,83}\text{Al}_{0,27}\text{O}_6)$ a Morimoto (1989) által definiált osztályozás szerint az augit mezejébe esnek (5. ábra). Porfíros elegyrészként többnyire 0,4-1 mm-es, ritkán 2 mm-it is elérő sajátalakú, léces, táblás, poliszintetikus ikerlemezeséget mutató plagioklászok, valamint többnyire 0,4-0,6 mm-es, ritkán akár 1,5 mm-es sajátalakú piroxének figyelhetők meg. A plagioklászok gyengén agyagásványosodnak, a szimmetrikus zónában mért kioltási szögük 6-16° között van, ami savanyú összetételre utal. A piroxének gyengén pleokroósak (világoszöld-halvány barnássárga-szürkészöld), interferenciaszínük másodrendű narancssárga-kék, kioltási szögük (γ°) 35-50° között változik, ami augitos összetételre utal. Gyakran előfordul az összetételi zónásságra utaló homokóra-kioltás is. Helyenként jellemző lehet a porfíros elegyrészek csoportokban, szemcseaggregátumként való megjelenése is az alapanyagban. Az összetételre vonatkozó következtetéseket megerősítik a SEM+EDS vizsgálatok is. Eszerint a porfíros elegyrész méretű plagioklászok átlagos összetétele $\text{Na}_{0,91}\text{Ca}_{0,01}\text{Al}_{1,02}\text{Si}_{3,01}\text{O}_8$ -nak adódik (4. ábra, A-1 melléklet), míg a klinopiroxének összetételbeli zónásságot mutatnak, a két jellemző összetétel a $\text{Ca}_{0,8}\text{Mg}_{0,95}\text{Fe}_{0,15}\text{Ti}_{0,01}\text{Cr}_{0,02}\text{Mn}_{0,01}\text{Si}_{1,86}\text{Al}_{0,24}\text{O}_6$ és a $\text{Ca}_{0,71}\text{Mg}_{1,05}\text{Fe}_{0,15}\text{Ti}_{0,01}\text{Cr}_{0,01}\text{Mn}_{0,01}\text{Si}_{1,91}\text{Al}_{0,16}\text{O}_6$ (8. tábla E, A-2 melléklet). Mindkét átlagos eredmény Morimoto (1989) nevezéktana alapján az augit mezőbe esik (5. ábra). Mind az alapanyag augiton, mind a porfíros elegyrész méretű augiton előfordulhat utólagos diopszidosodás. Mindez csak ott jelenik meg, ahol nem szemcseaggregátum alkotója, vagy azon belül előforduló alapanyagot formáló ásvány a klinopiroxén (átlagos összetétel: $\text{Ca}_{0,99}\text{Mg}_{0,5}\text{Fe}_{0,42}\text{Mn}_{0,04}\text{Si}_{1,99}\text{Al}_{0,09}\text{O}_6$) (5. ábra, A-2 melléklet). A kőzetet helyenként 0,02-2 mm vastag, rövid, párnák határát nem szelő (hajsza)lerek metszik, melyekben nem sajátalakú kalcit mellett klorit, gyengén pleokroós, sugaras-szálás prehnit, pumpellyit és ritkán opak ásvány is található. Nemcsak az erekben, de hintve az alapanyagban is jellemző a többnyire 10-20 μm -es, ritkán akár 0,2 mm-es saját félig sajátalakú pirit és nem sajátalakú kalkopirit megjelenése, valamint elvértve pirit utáni hematit átalak is előfordul.

A párnák között található hialoklasztit breccsában jellemzőek a zöld üvegdarabok, melyekben nem ritka a porfíros elegyrész méretű, előzőekben ismertetetthez hasonló

sajátalakú augit, valamint opak ásványok (pirit és kalkopirit) megjelenése. A klasztok között nem sajátalakú, durva és finomszemcsés kvarc valamint prehnit és klorit jelenik meg.

Az egyik hosszú-völgyi természetes feltárásban a bazaltot 3-5 cm vastag főképp prehnittel és kvarccal, kisebb mértékben klorittal és epidottal töltött, a párnák határait átszelő erek metszik. Az ér mentén a bazalt erősen átalakult (kvarc és klorit is megjelenik), ám a klinopiroxén fenokristályok még megfigyelhetők. Az érben a prehnit tús, táblás, sugaras halmazokat alkot, erősen pleokroós, míg a kvarc lehet nem sajátalakú, ill. a fennmaradó üregekben sajátalakú, benn-nőtt is. Az érben felszakított bazalt-fragmentumok is előfordulhatnak.

2. Peperites fácies

Ebben a fáciesben a zöldesszürke színű bazalt mellett, azzal keveredve egészen finomszemcsés fekete színű anyag található. Mind a bazaltban, mind a fekete anyagban előfordulnak rövid hajszálerék, amikben többnyire kvarc figyelhető meg, valamint jellemzőek a 0,5-2 cm vastag, minden határt átszelő utólagosnak tűnő erek, amiket főképp prehnit, datolit, kalcit és kvarc tölt ki. A datolit nemcsak tömeges érkitöltésként, de a fennmaradó üregekben sajátalakú ásványként is megjelenik (7. tábla E). Palache (1935) rendszere alapján 2 morfológiai típust különíthetünk el, a 4-es és a 8-as típust, bár mindkettőnek zömökebb és prizmásabb termetű változata is előfordul. A 4-es típusban fejlett a {100} és M {110}, kisebb n {111}, m {011} és c {001} lapok jelennek meg, míg a 8-as típusban az a és M lapok mellett jellemző az m , n , x {101} és C {125} lapok megjelenése is, ám a c lap vagy hiányzik, vagy igen fejletlen. Előfordul azonban egy harmadik típus is, ami Palache (1935) rendszerében nem szerepel; itt az a , M , n , m és a helyenként megjelenő c lapok mellett egy új lap is megjelenik, a {10-1}.

A peperites fáciesben megjelenő bazalt a tömött illeszkedésű fáciesnél ismertetettel analóg szövetű; porfirós interszertális kőzet, az alapanyagot félig sajátalakú plagioklász és piroxén adja, kevés, általában 20% mikrokristályos anyag mellett, míg porfirós elegyrészként sajátalakú plagioklász és piroxén jelenik meg. A plagioklászra albitos, a klinopiroxénre augitos összetétel jellemző. A kőzetben alapvetően kétféle értípus fordul elő; a hajszáleréket klorit, prehnit és kvarc tölti ki, míg a vastagabb, minden határt átszelő erekben prehnit, datolit, kalcit, klorit és kvarc mellett elvétve albit is előfordul (ez utóbbi összetételét röntgenpordiffrakciós vizsgálat is igazolta). Utóbbi erek falán jellemző a prehnit és/vagy a kvarc-kalcit megjelenése, míg a datolit többnyire az általuk hagyott szabad térben nőtt, gyakran a klorittal együtt. A datolit lehet teljesen szivacsos, átmeneti és víztiszta, jól átlátszó is. Ez utóbbi többnyire a benn-nőtt, üregkitöltő példányokra jellemző. A datolit összetételét elektronmikroszkopos mérések során is ellenőriztük, ám nem mutatható ki rendszeresen előforduló eltérés a különböző típusok között: a jellemző datolit-alkotókon (Ca, B, Si) kívül kis mennyiségben Al, Na, K, F és Cl jelenik meg (az átlagos összetétel $\text{Ca}_{0,97}\text{B}_{1,04}\text{Si}_{0,99}\text{O}_4$ -nek adódik) (E-1 melléklet).

A fekete, finomszemcsés anyaggal való kontaktus felé a kőzet erősen üveges, abban találhatóak meg a porfiroz elegyrész méretű plagioklász és augitkristályok, illetve helyenként tűs-szálaz plagioklász kristálycsírák is előfordulnak.

3. Párnaláva darabos hialoklasztit breccsa

A bazalt a cementanyaggal való érintkezés felé erősen üveges, olykor sugarasan elhelyezkedő plagioklász kristálycsírákat és porfíros elegyrész méretű plagioklászt ill. augitot tartalmaz, míg attól távolodva fokozatos átmenet figyelhető meg a plagioklász lécek megjelenése felé. A porfíros elegyrészek mérete (hasonlóan a tömött illeszkedésű párnalávához) általában 0,5-1 mm között változik, és előfordul, hogy ezen ásványok szemcseaggregátumokban jelennek meg. A bazaltdarabok között előforduló cementben finomszemcsés prehnit, kvarc és klorit látható, benne 1 mm-1 cm-es szögletes üvegklasztok láthatóak. Mind a klasztokban, mind a mátrixban jellemző a finomszemcsés ($<10\ \mu\text{m}$), nem sajátalakú pirit megjelenése, de a mátrixban akár félig sajátalakú, 0,1 mm-es pirit is előfordulhat.

A közzetelér egyik határa tektonikus kontaktussal érintkezik a szomszédos párnaláva blokkal. A másik határon azonban jól láthatóan hűlési szegély húzódik (kb. 5 cm széles), melyben a kőzet igen finomszemcsés (afanitos szövetű), fekete színű és erősen üveges.

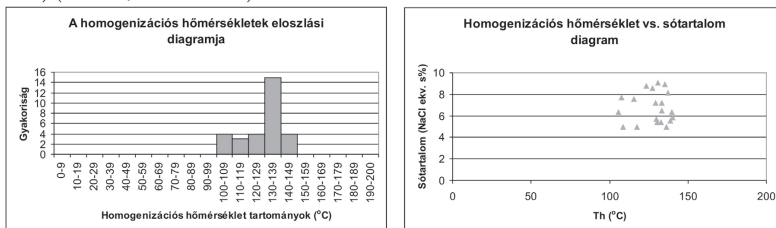
54

saját, vagy félig sajátalakúak. A kőzetben elszórtan rövid, körülbelül 0,015 mm vastag, klorittal kitöltött erek találhatók, illetve előfordul 0,17 mm-es vastagságú, nem sajátalakú kvarccal, és kevés klorittal kitöltött ér is.

4.2.3. Tengeralizati hidrotermás folyamatok sajátosságai folyadékzárvány mikrotermometriai vizsgálatok alapján

A fluid-kőzet kölcsönhatás szerepe e területen erősen alárendelt, amint az látható a korábbi kőzetleírásokból is. Néhány helyen lehet csak felfedezni igen vékony erezéseket, melyek a terepi észlelések tanúsága szerint a kőzet megszilárdulása idején keletkeztek (nem utólagos folyamatok eredményei, mivel a párnák határait nem szelik át). Az ezekben található ásványparagenézis reprezentálja a tengeralizati hidrotermás folyamatok eredményeit. Mindezekon felül azonban jellemző itt is az alapanyag plagioklászának albitosodása (ld. 4.2.2. fejezet) és az alapanyag kloritosodása is, ami szintén e folyamatok eredménye.

A párnaláva kihűlése során képződött vékony erek gyakran kalcittal (és kevés finomszemcsés klorittal) vannak kitöltve. Az érkitöltő kalcit általában víztiszta, nem jellemzőek a szivacsos zónák, sem a sűrű hasadási nyomvonalaktól átlátszatlan részek. Általában sok másodlagos, csak folyadékot és ritkán folyadék+gőzfázist tartalmazó zárványsor figyelhető meg, de elsődleges zárványok is találhatók. Míg a szekunder zárványok esetében 2-7 μm -es mérettartományról beszélhetünk, addig a primerek esetében 5-20 μm -es ez a tartomány (15. tábla N). Az elsődleges zárványok vagy önállóan, a behegedt repedésektől távol találhatók meg a kalcitban (ezek általában nagyobbak, 10-20 μm -esek), vagy egyértelműen növekedési zónában lelhetőek fel (általában kisebbek, 5-15 μm -esek). Mindkét típusban állandóak a fázisárnyékok, a gőzfázis megközelítőleg 15 tf%-ot tesz ki. A 30 homogenizációs mérés során $T_{\text{h}}(\text{L-V})_{\text{L}} = 106\text{--}140^\circ\text{C}$ közötti értékeket kaptam, az átlag 128°C . A krioszkopos mérések során a mért eutektikus pontok átlaga $T_{\text{eut}} = -21,6^\circ\text{C}$ volt, ami NaCl-víz rendszerrel modellezhető zárványszűrésekre enged következtetni. A 20 lement olvadáspontcsökkenés érték alapján számított szalinitás 4,95-8,94 NaCl ekv. s% közötti, az átlag 6,75 NaCl ekv. s% (Hall *et al.*, 1988) (19. ábra, C-8 melléklet).



19. ábra: A hűlési repedés kalcitjának elsődleges zárványain végzett folyadékzárvány mikrotermometriai mérések adatai.

4.2.4. A hidrotermás folyamatok hőmérsékleti viszonyai klorit termometria alapján

A bazaltban található vékony, zömmel kalcittal kitöltött erezésben igen kevés helyen fordul elő klorit. Ez a klorit finomszemcsés, színe sötétzöld. Ezzel szemben a kőzet alapanyagában található, foltokban megjelenő klorit mikroszkóposan más tulajdonságokkal rendelkezik, színe világosabb, és kevésbé pleokroós. A mikroszondás vizsgálatok tanúsága szerint e két típusú klorit eltérő összetételű (az erezés kloritjából azonban csak egy elemzés áll rendelkezésre) (D-1 melléklet). Az erezésben található kloritban nagyobb a Si és az Al (VI) érték, valamint kisebb az Al (IV) kationszám, mint a kőzetben megjelenő kloritban. Az erezés kloritjában jelentősen nagyobb a Ca kationszám, míg sokkal kisebb a Mg és a Fe kationszáma a kőzetben előforduló klorithoz képest. Ez az összetételbeli különbség annyira jelentős, hogy a nevezéktanban is megmutatkozik; a kőzetben előforduló klorit brunszvikitként, míg az erezésben előforduló piknokloritként azonosítható. Ezzel szemben Zane és Weiss (1998) módszerével nem látható különbség a két klorittípus között, mindegyik az 1. típus, Mg-klorit csoportba esik. A keletkezési hőmérsékleteket Zang és Fyfe (1995) módszerével becsültem, mivel ennek alkalmazási feltételeinek bár nem teljes mértékben megfelelőek az összetételi adatok, az eltérés igen kis mértékű (az XFe érték belesik a referencia tartományba, míg az Al(IV) kis mértékben eltér, de amint azt Frimmel, 1997 bemutatta, ilyen kis mértékű eltérés mellett még használható Zang és Fyfe, 1995 kalibrációja). Eszerint szintén eltérés tapasztalható a két kloritban; a kőzetben előforduló ásvány keletkezési hőmérsékletére 170-195°C (átlagosan 181°C), míg az erezésben található kloritból rendelkezésre álló egy összetételi adat 157°C -os keletkezési hőmérsékletet valószínűsít.

4.2.5. A tengeralfjatti hidrotermás tevékenységet jelölő ásványképződési folyamatok jellemzői

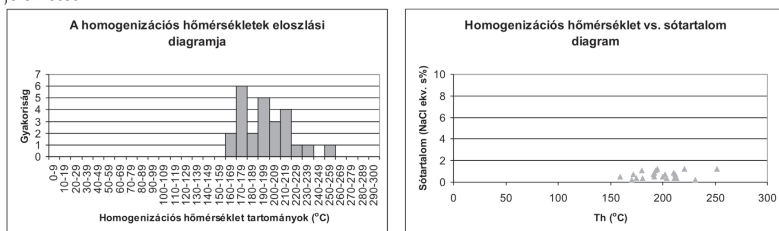
Az egerbaktai peperites fáciesben megfigyelhető másodlagos, párnalávák határait átszelő vastag erekekben az érkitöltő ásványok között a kalcit, kvarc, klorit és a ritkán megjelenő albit mellett prehnit és datolit azonosítható.

A csiszolatok tanúsága szerint az erekekben található kalcit nem jól átlátszó, így még az igen vékony, csak 90 µm vastag preparátumokban sem lehetett érdemi mikrotermometriai vizsgálatokat végezni. A prehnit nem ideális befogadó ásvány lemezes megjelenése, sűrű hasadási nyomvonalai miatt, így benne elsődleges zárványokat nem látni, elvértve néhány másodlagos zárványsor különíthető el 1-4 µm-es kétfázisú (gőz ~10% és folyadék ~90%) nyúlt alakú zárványokkal. Mindezekkel ellentétben a datolit igen jó befogadó ásványnak bizonyult, mivel a kristályok szivacsos, átmeneti és víztiszta részeiben is felfedezhetőek folyadékzárványok. E zárványok között elkülöníthetőek elsődleges és másodlagos zárványgenerációk is. Az elsődleges zárványgeneráció a szobahőmérsékleten megfigyelhető

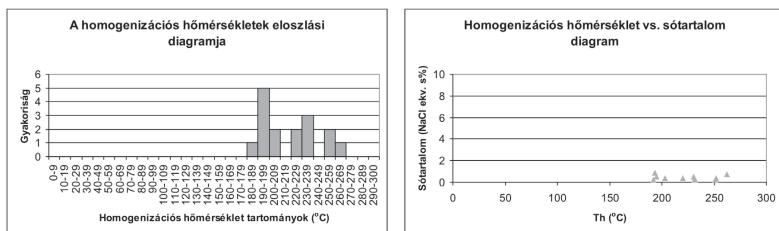
fázisarányok alapján két összetételi végtaggal jellemezhető: önállóan elhelyezkedő, 5-20 μm -es P1, kétfázisú, gyengén változó fázisarányú (5-25 t $\%$ gáz metán és 95-80 t $\%$ vizes folyadék) és 5-30 μm -es P2, láthatóan csak folyadék metánt tartalmazó zárványok (15. tábla O). A másodlagos zárványok között több generáció különíthető el: zárványsíkokban elhelyezkedő 3-15 μm -es S1, kétfázisú (5-10 t $\%$ gáz metán és 95-90 t $\%$ vizes folyadék), S2 és S3, feltehetően egyfázisú (folyadék metán) zárványok. A feltehetően egyfázisú zárványokban a fal mentén, annak nedvesítőjeként előfordulhat folyadékfázis is, ami azonban petrográfiai módszerekkel –a zárvány falának sötét körvonala miatt– nem észlelhető (Roedder, 1981). Az elsődleges zárványok alakja szögletes, olykor negatív kristály alakú, míg a másodlagosakra általában szabálytalan körvonal jellemző. A szivacsos datolitban jellemzőek a kisebb P1 elsődleges zárványok, míg P2 zárványok ott –feltehetően a szivacsos megjelenés miatt– nem nyomozhatók, ezzel szemben az átmeneti és a víztiszta datolitban megjelenik a P1 és a P2 zárványgeneráció is, a fentebb említett szélesebb mérettartományban.

Végeredményképp a 4 datolit minta folyadékszárnyaiból összesen 136 homogenizációs mérés készült, ebből 48 szobahőmérsékleten folyadék állapotban levő metánzárványból, míg a maradék uralkodóan sóoldatot tartalmazó folyadék zárványból. Ezek alapján a szivacsos datolit P1 zárványaiban mérhetőek a legalacsonyabb homogenizációs hőmérsékletek ($T_h(L-V)L=160-252^\circ\text{C}$) (20. ábra, C-9 melléklet), ezt követik a szivacsos-átmeneti kristályok ($T_h(L-V)L=182-262^\circ\text{C}$) (21. ábra, C-9 melléklet), majd a víztiszta-átmeneti ásványok ($T_h(L-V)L=191-275^\circ\text{C}$) következnek (22. ábra, C-9 melléklet), végül a víztiszta kristályok zárványai zárják a sort ($T_h(L-V)L=209-264^\circ\text{C}$) (23. ábra, C-9 melléklet). Mivel a befogódás nem elegendő rendszerből történt (ld. P1 és P2 együttes jelenléte), így mintánként a legalacsonyabb homogenizációs hőmérséklet adja a zárványok befogódási hőmérsékletét, így az ásványképződés hőmérsékletét is (Roedder, 1981). A fagyasztásos vizsgálatok során észlelt eutektikus hőmérsékletek $T_e=-21,4^\circ\text{C} \pm 0,65^\circ\text{C}$ között alakultak, így a P1 zárványokban megfigyelhető zárványfluidum a NaCl-víz rendszerben modellezhető. Az ennek segítségével számolt szalinitás értékek érdemben nem változnak az egyes datolit-típusokban; a végső olvadási hőmérséklet $T_m=-0,1^\circ\text{C}$ és $-1,1^\circ\text{C}$ között van (a számolt sótartalom így 0,18-1,91 NaCl ekv. s $\%$, Hall *et al.* 1988). Bár a zárványok gázfázisának metántartalmát Raman spektroszkópia segítségével igazoltuk (25. ábra), megállapítható volt az is, hogy annak mennyisége az egész zárvány térfogatához képest elenyésző, hiszen a homogenizált zárványfluidumban nem lehetett kimutatni az oldott metán jelenlétét (0,01 m alatti mennyiség már nem észlelhető, Dubessy *et al.*, 2001). Így a modellezés történhet tisztán NaCl-víz rendszerben, hiszen a végső olvadáspont értékének meghatározását nem befolyásolja a klatrátképződés. A viszonylag alacsony szalinitásértéket a Raman spektroszkópos vizsgálatok során is alátámasztottam; a spektrum alakján alapuló, annak integráltjával számoló módszerrel

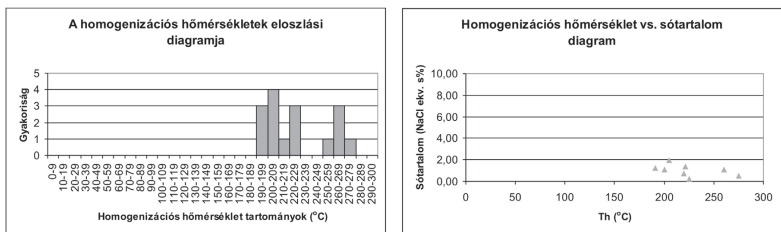
1,12-1,25 NaCl ekv. s% sótartalmat kaptam (Mernagh és Wilde, 1989). A szobahőmérsékleten folyékony metánt tartalmazó P2 zárványok esetében a fagyasztásos mérések során általában -95°C környékén jelent meg a gőzfázis. E zárványok homogenizációs hőmérséklete folyamatos változást mutat a szivacsos-átmeneti (átlag $T_h(L-V)L=-84,5^\circ\text{C}$) datolittól a víztiszta (átlag $T_h(L-V)L=-87,2^\circ\text{C}$) ásványig (24. ábra, C-9 melléklet). A zárványok folyékony metán tartalmát igazoltuk Raman spektroszkópia segítségével, mivel a folyadék halmazállapotú metán csúcsa a Raman spektrumon valamivel alacsonyabb, 2911-2912 cm^{-1} , mint a gáz halmazállapotúé, 2914-2917 cm^{-1} és esetünkben az alacsonyabb értékeket észleltük (25. ábra, C-9 melléklet). Azt is bemutattam, hogy ha tartalmaz is a zárvány falára felapadt vizes fázist ez a zárványtípus, akkor annak mennyisége alárendelt, mivel nem jelenik meg víz csúcs még a P1 zárványok homogenizációs hőmérséklete fölé melegített zárványokban sem, így a továbbiakban e zárványtípus tulajdonságai modellezhetőek a tiszta metán rendszerben. A minimum három elkülönített másodlagos zárványgeneráció átlagos homogenizációs hőmérsékletei az alábbiak szerint alakulnak: S1-nél $T_h(L-V)L=162^\circ\text{C}$, míg S2-nél $T_h(L-V)L=-85,2^\circ\text{C}$ és S3-nál $T_h(L-V)L=-94,5^\circ\text{C}$. E zárványok esetében is Raman spektroszkópiával támasztottam alá a metán jelenlétét.



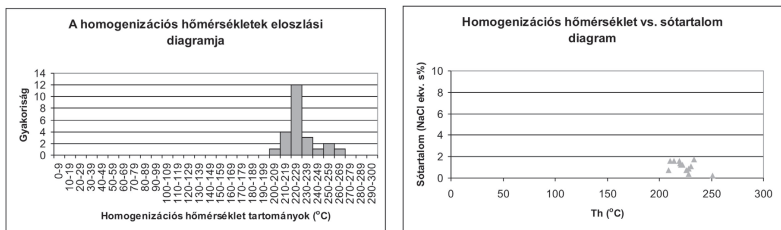
20. ábra: A szivacsos datolitt P1 vízgazdag zárvényaiban végzett folyadékzárvány mikrotermometria mérések eredményei.



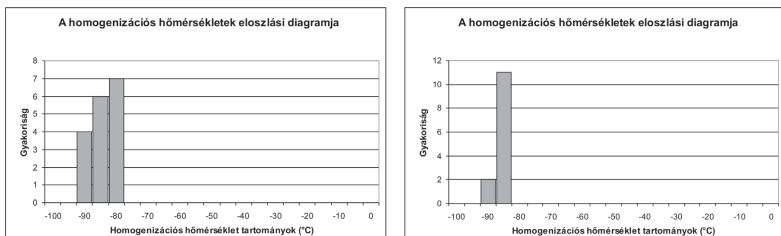
21. ábra: A szivacsos-átmeneti datolitt P1 vízgazdag zárvényaiban végzett folyadékzárvány mikrotermometria mérések eredményei.



22. ábra: Az átmeneti-víziszta datolit P1 vizsgádag zárvényaiban végzett folyadékzárvány mikrotermometria mérések eredményei.

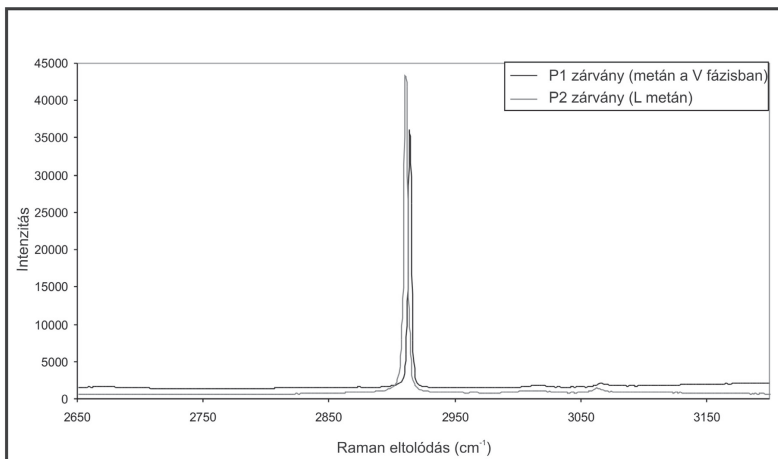


23. ábra: A víziszta datolit P1 vizsgádag zárvényaiban végzett folyadékzárvány mikrotermometria mérések eredményei.



24. ábra: Az átmeneti (balra) és a víziszta (jobbra) datolitban található P2 metánzárványok folyadékzárvány mikrotermometria mérések eredményei.

Az víziszta datolit-típussal együtt megjelenő klorit elektronmikroszkopos vizsgálatok alapján (D-1 melléklet) a brunszvigitek csoportjába sorolható, míg Zane és Weiss (1998) nevezéktana alapján az 1-es típusú Mg-klorit csoportba illenek. A kloritot Zang és Fyfe (1995) módszere alapján termométerként is használtam, hiszen e számítás kritériumához álltak legközelebb az általam kapott eredmények ($X_{Fe} = 0,4-0,8$ és $Al(IV) = 1,0-1,3$, 14 oxigénre számolva). A kapott keletkezési hőmérsékletek így $220^{\circ}C \pm 4,5^{\circ}C$ értéket adtak.



25. ábra: A datolit P1 és P2 zárványainak metán tartalmának igazolása Raman mikrospektroszkópia segítségével.

4.2.6. Összefoglalás

A szarvaskői kiömlési magmás kőzetek vizsgálata során három vulkanológiai faciést tudtam elkülöníteni; a leginkább elterjedt tömött illeszkedésű párnaláva faciésen túl a párnaláva darabos hialoklasztit breccsa és az eredetileg sziliciklasztos üledéket tartalmazó, azonban teljes mértékben átalakult peperites faciés is előfordul. A többnyire porfirós interszertális szövettel jellemezhető kőzetekre nemcsak a gyors hűlés volt hatással, de az igen limitált fluid-kőzet kölcsönhatás eredményei is nyomozhatóak (többnyire hűlés során kialakult hajszálereket kitöltő hidrotermás ásványtársulások révén), valamint egyértelműen későbbi ásványképződéssel együtt járó folyamatok eredményei is megfigyelhetők. Ez utóbbit a hazánkban csak itt előforduló datolit-tartalmú érgeneráció képviseli.

4.3. Hruškovec (Horvátország)

4.3.1. Terepi kifejlődések

A kalniki-hegységi hruškoveci bazalt kőfejtő (É 46,150361° / K 16,440053°, 2. ábra A) egy teljes tengeraljazati lávafolyást feltár, így ott mind a hat, ilyen környezetben előforduló faciés tanulmányozható (Palinkáš *et al.*, 2008). Bár a bánya képződményei jól dokumentáltak, azért, hogy később minél alaposabb összehasonlítást végezhessek az egyéb előfordulásokkal, saját mintázást és szelvényezést is végeztem.

Hasonlóan a többi lelőhelyhez, az egyes kőzettömbök itt is erősen tektonizáltak, ennek ellenére pozíciójuk egy egykori lávafolyás szerkezetében még nyomozható. A kőfejtő (9. tábla)

keleti, középső és nyugati részén is találhatóak tömött illeszkedésű párnaláva tömbök, ahol a párnák között kevés hialoklasztit breccsa is megfigyelhető. A keleti oldalon zöld, kloritos átalakulás, míg a nyugatin vörös, hematitos átalakulás a domináns. Cikk-cakk erek és helyenként hólyagüregek is megjelennek, bennük hidrotermás ásvány kitöltés figyelhető meg (kalcit, kvarc, klorit, epidot). A párnalávák mérete mindegyik zónában maximum 50 cm-es. Keleten jellemzőek a zebra-szövetű párnalávák is; a magyarországi példányokhoz képest sokkal fejlettebb stádiumot képviselve, akár 8-10 elkülöníthető sávot is tartalmaznak. Az ásványsávokban főképp kvarc és prehnit figyelhető meg. Szintén a keleti oldalon található egy nagyobb, peperites fáciest reprezentáló tömb. Itt nemcsak a blokkos peperitek, de az ún. fluidális peperitek is megtalálhatóak. Nyugaton és keleten is megfigyelhető az izolált párnaláva breccsa, a legdisztálisabb fácies, benne általában 1-3 cm-es klasztokkal, csak helyenként fordul elő nagyobb kőzetdarab. Ez keleten részben folyamatos átmenettel válik párnaláva darabos hialoklasztit breccsává (egyre több kőzetfragmentum, és a méret is növekedik), ill. később *in situ* hialoklasztit breccsává. Palinkaš *et al.* (2008) leírása alapján a bánya központi részében a koherens párnaláva is megjelenik, ám ezt ottjártamkor nem tudtam megfigyelni; a zóna részben törmelékkel takart volt, ahol kibukkant a kőzet, ott *in situ* hialoklasztit breccsa volt megfigyelhető. A kőfejtő jelenleg is művelés alatt áll.

4.3.2. *A kőzetek jellemzői a megismert vulkáni fáciesek alapján*

1. Tömött illeszkedésű párnaláva fácies

A kőzet jól láthatóan kloritosodott, és 1 mm–1 cm nagyságú hólyagüregeket, valamint 1-3 mm vastag hidrotermás ereket tartalmaz. Mind a mállott, mind a friss felületen megfigyelhetőek elszórtan 1 mm-nél kisebb pirit szemcsék.

Az intersztális szövetű kőzetben (13. tábla A) maximum 0,5 mm hosszú, saját és félig sajátalakú plagioklász lécek figyelhetők meg jellemző kőzetalkotóként, melyek külső része agyagásvánnyá alakult. A viszonylag gyors (illóvesztéssel társult) kristályosodásra a plagioklászok olykor megfigyelhető vázkristályos jellege utal. A plagioklászok között körülbelül 20%-nyi üveges, mikrokristályos anyag található. A kőzetben kalcittal és helyenként klorittal, prehnittel töltött hajszálerek és maximum 2 mm vastag behálózó cikk-cakk erek is találhatóak, ez utóbbiak kitöltését klorit és kalcit adja. A hólyagüregeket klorit, kalcit és kvarc együttese tölti ki. A bazaltban elszórtan 0,01-0,26 mm-es, féligsajátalakú pirit szemcsék is előfordulnak.

E fáciesben jelenik meg a zebra-szövetű párnaláva is (9. tábla F). Ebben a kőzetben kb. 2–3 cm vastag sávok váltogatják egymást: a sötét bazalt sávok között a világosabbak zömmel sugaras, szálas prehnitből állnak. A párnák felszínén gyakran nagy méretű (akár 5 mm-es átmérőjű) sferulitok megjelenése jellemző. A variolitos szövetű bazaltban a plagioklász lécek mérete általában 0,3 mm alatt van. A félig sajátalakú lécek gyakran kénkőbe rendeződve

helyezkednek el. A köztes anyag mikrokristályos, benne elszórtan opak ásványszemcsék figyelhetők meg; a kalkopirit szemcsék mérete nem haladja meg a 0,07 mm-t, és a szemcsék szabálytalan alakúak. A mikrokristályos alapanyag mikroszkóppal nem nyomozható augit tartalmát, kloritosodását ill. a kőzet agyagásványos-kloritos átalakulását igazolják a röntgenpordiffrakciós vizsgálatok is. Ez utóbbi a vizsgálatok tanúsága szerint a kloritban közberetgezként előforduló duzzadó agyagásvány is lehet (ld. a kiszélesedett és anomális magas csúcs 14Å-nél, Dr. Németh T., ELTE TTK, szóbeli közlése, B-1 melléklet). A bazalt sávok között hidrotermás ásványokból álló sávok vannak. A makroszkóposan domináló prehnit mikroszkóppal is jól megfigyelhető, szálas, léces megjelenésű, saját vagy félig sajátalakú, a szemcsék maximális mérete 1,5 mm. A lécek között víztiszta szabálytalan alakú kvarc fordul elő, aminek mérettartománya a prehnitével körülbelül megegyezik. A prehnit és kvarc mellett kevés szabálytalan alakú kalcit is jelen van, melynek szemcsemérete általában az 1 mm-t nem haladja meg. A hidrotermás ásványokkal kitöltött sávokban ezeken felül alárendelt mennyiségben klorit rozetták is előfordulnak. A mikroszkópos megfigyeléseket a röntgenpordiffrakciós vizsgálat eredménye is alátámasztja.

2. Peperites fácies

A blokkos peperitek esetében szögletes bazalt klasztok keverednek a vörös mikrites mészkőben, ill. a bazalt repedéseibe beszűrődött mészszip is jelen van (9. tábla E). A fluidális peperitek esetében ívelt határvonal, kaotikus keveredés és sokkal több üveges anyag ill. hidrotermás ásvány van jelen. A peperites fácies bazaltja vörösre színezett a vastartalmú ásványok oxidációja miatt. A bazaltot hidrotermás ásványokkal kitöltött hűlési repedések hálózják be, melyek vastagsága elérheti a 3–4 mm-t is. Az erekben epidot, kalcit és prehnit található. Az erezéseken kívül a kőzetben epidottal, klorittal és kalcittal kitöltött hólyag üregek találhatók, melyek mérete általában néhány mm-es. A mészszip mikrites szövettű, vörös színű, gyakran szelik 1-2 mm vastag főleg kalcittal töltött erek.

A variolitos szövettű bazaltban dominálnak a félig sajátalakú plagioklász lécek, melyeknek maximális mérete 0,15 mm. A plagioklászok helyenként agyagásványosodnak, mennyiségük változó a kőzetben belül, a köztes anyaghoz (mikrokristályos anyag, illetve üveg is, kloritosodott) képest 30–60%. Helyenként nyomozható az eredeti összetétel, ott a SEM+EDS mérések alapján albitnak határozhatóak (átlagos összetétel: $\text{Na}_{0,84}\text{Ca}_{0,02}\text{Al}_{1,03}\text{Si}_{3,01}\text{O}_8$) (4. ábra, A-1 melléklet). A bazaltot hidrotermás ásványokkal kitöltött erek hálózják be, mely erekben nem sajátalakú kalcit, valamint sugaras-léces epidot és prehnit azonosítható. Megfigyelhetők lekerekített, ovális hólyagüregek is, melyeknek mérete 0,2 és 1,2 mm között változik, kitöltésüket agyagásvány, kalcit, epidot és klorit adja. Finom hintésként az egész kőzetben jellemző a hematit és a pirit megjelenése.

A mikrites mészkő a finomszemcsés kalciton és hematiton túl elvértve bazalt-alkotókat (így plagioklász léctöredéket és üvegdarabokat) is tartalmaz.

3. *In situ* párnaláva darabos és izolált párnaláva breccsa

Mindegyik hialoklasztit breccsa típusban (9. tábla C) a különböző kőzetdarabokat hidrotermás ásványok cementálják, a különbség csak a klasztok mérete és cementanyaghoz viszonyított aránya között van. Az *in situ* breccsában akár 20 cm-es, egymástól alig elmozdított bazaltdarabok vannak, viszonylag kevés cementanyagban. Ahogy a klasztok mérete csökken és a cementanyag mennyisége nő, folyamatos átmenettel jutunk előbb a párnaláva darabos hialoklasztit breccsába, majd az izolált párnaláva breccsa faciesbe.

A klasztok anyagát főképp kőzetüveg illetve bazalttörmelék teszi ki, melyeknek gyakran vörös színűek, és 1 mm-nél vékonyabb kalciterек futnak át rajtuk. Az is előfordul, hogy kisméretű párnalávák is kerülnek a cementanyagba. Polarizációs mikroszkópban jól látszik, hogy az üvegben elvértve kristálycsírák, vékony plagioklász lécek figyelhetők meg. Találhatók benne üregek is, melyekben kitöltésként opál (a falnál) és kalcit (a belső részekben) látható. A megjelenő bazalt variolitos szövetű, benne vékony, maximum 0,15 mm hosszú félig sajtálatakú plagioklászok láthatók. Itt is megfigyelhetők 0,15–0,4 mm átmérőjű, kerekded üregek, melyeknek kitöltése klorit (általában a falon), illetve epidot, kalcit (mind nem sajtálatakú, a belső részekben). A bazaltdarabokban előfordulnak kalcit és klorit kitöltésű maximum 0,1 mm vastag erek, ill. hintetten pirit is megjelenik.

A cementanyagot hidrotermás ásványok teszik ki, előfordul kalcit, epidot, klorit, prehnit és pirit is. A megjelenő nem saját és félig sajtálatakú kalcit szemcsemérete 0,2–15 mm, míg a sugaras, szálas prehnit 0,2–1 mm. Ezek aránya lehet körülbelül megegyező, illetve olyan is előfordul, hogy az egyik vagy a másik ásvány az uralkodó. Ezeken kívül elvértve epidot és klorit is megfigyelhető a kötőanyagban. Elsősorban az üveg és a kötőanyag kapcsolódási régiójában elszórtan maximum 0,2 mm-es nem sajtálatakú pirit és kalkopirit is látható.

4.3.3. Tengeralfizikai hidrotermás folyamatok sajátosságai

A tengeralfizikai fluid-kőzet kölcsönhatás következményei a különböző fázisokban kialakult hidrotermás ásványátírások, így a hólyagüregkitöltő, a „zebra” ásványsávjait kitöltő, az erezéseket kitöltő, valamint a hialoklasztit breccsa cementjét alkotó ásványparagenezisek is csakúgy, mint az alapanyag plagioklászának albitosodása (ld. 4.3.2. fejezet), vagy a mikrokristályos, üveges alapanyag kloritosodása is. Ezek keletkezési körülményei folyadékzárvány mikrotermometriai mérések segítségével pontosíthatók.

A hrúškoveci lelőhely zebra-szövetű bazaltjának ásványsávjából, a hialoklasztit breccsa cementjéből, illetve az erekben kivált hidrotermás ásványokból több olyan csiszolatot készítettem, melyekben a fluidzárványok tanulmányozhatóak voltak. Itt céloim csak a

fluidzárvány petrográfia elvégzése volt, hogy megfelelő tapasztalati alapom is legyen a későbbi összehasonlító munkához, mivel Borojević *et al.* (2000) munkájában a lelőhely azonos jellegű képződményein végzett folyadékzárvány vizsgálatok eredményei megtalálhatóak, valamint Sibila Borojević tapasztalatait személyes megbeszélések során is megosztotta velem.

A kalcit primer zárványai között több típus volt megfigyelhető: egyfázisú (csak folyadék), kétfázisú (folyadék és gőz) illetve többfázisú (folyadék, gőz és szilárd). A zárványok mérete 5-15 μm között változott. A mintákban az elsődleges zárványok mellett megfigyelhetők a kalcit behegedt repedéseiben előforduló másodlagos zárványok is (csak folyadék és folyadék+gőz is), elsősorban repedések mentén csoportosulva. A mérettartományuk az elsődleges zárványokéval körülbelül megegyezik. Borojević *et al.* (2000) a lelőhelyről származó, a lávafolyás központi zónájából származó kvarcban egyfázisú, kétfázisú, folyadékgazdag, kétfázisú gőzgazdag, többfázisú gipsszel, többfázisú karbonáttal illetve többfázisú gipsszel és karbonáttal jellemzett folyadékzárványokat különített el. Mérései eredményeként el tudott különíteni alacsony szalinitású (7,1-9,4 NaCl ekv. s%, Hall *et al.*, 1988), NaCl-víz összetételű és magasabb szalinitású (18-21,3 NaCl ekv. s%, Naden, 1996) CaCl_2 -NaCl-víz összetételű zárványgenerációt, melyeknek homogenizációs hőmérsékletei 110-185°C között voltak. Az eredményekből arra következtettek, hogy két különböző eredetű fluidum (tengervíz és magmás) keveredése történt meg a hidrotermás folyamatok során. Ezzel szemben a vulkanizmus központi zónájától távolabbi fáciesekben vizsgált ásványok esetében csak az alacsonyabb sótartalmú csoport képviselői voltak megtalálhatók.

4.3.4. Összefoglalás

A hruškovci kőfejtőben egy tengeralfizati lávafolyás minden képződménytípusa megfigyelhető, így ez a terület kiválóan használható viszonyítási alapként a többi vizsgált lelőhelyre vonatkozóan. Az egyes fáciesek megismerése után azok alapvető jellemzői meghatározásra kerültek, különös tekintettel a peperites fáciesre. A különböző hidrotermás ásványok minimális keletkezési hőmérséklete 110-185°C között volt, míg a fluidum kialakulásában magmás és tengervíz eredetű hatás is szerepet játszott.

4.4. Vareš (Bosznia-Hercegovina)

4.4.1. Terepi kifejlődések

A jelenleg is művelés alatt álló vareši kőfejtőben (É 44,170944° / K 18,314424°, 2. ábra, B) a Hruškovci kőfejtő szelvényében megismert hat fácies közül kettő figyelhető meg; a tömött illeszkedésű párnaláva és a peperites fácies. A délnyugat-északkelet orientációjú bazalt bányától délnyugatra egy másik kőfejtő, egy triász (anizuszi) mészkőbánya is található. A két

bánya közötti, csak részben feltárt területen a bazalt és a mellékkőzet kontaktusa is megfigyelhető; az anizuszi mészkő után egy erősen átalakult zóna következik, majd ladini, mangános pala után található meg a bazalt. A bazaltban, a kontaktustól kicsit távolabb azonban található pala blokk, ami igazolja, hogy a pala már konszolidált állapotban volt jelen, tehát a bazalt fekéjként értelmezhető.

A bazaltos kőfejtő (10. tábla) legdélnyugatabbi részén jellemző a viszonylag kis elterjedésű, olykor hólyagüreges és cikk-cakk eres, zöldesszürke tömött illeszkedésű párnaláva. Az ereket főleg kalcit tölti ki, a párnák maximális átmérője 50-100 cm. Északkelet felé bár előfordulnak tektonizált zónák, megközelítőleg folyamatos átmenet figyelhető meg. A párnák mérete 20-50 cm-re csökken, a köztük levő hialokalsztit breccsa mennyisége nő, és elvétele a breccsában ill. a párnák hűlési repedéseiben is megjelenhet kis mennyiségű vörös mészkő. Tovább haladva északkeletre, a bánya középső zónájában jutunk át az igazi blokkos peperites fáciesbe, de itt is megfigyelhető, hogy egyre nagyobb a mészkő mennyisége. A vörös, mikrites mészkő mind a párnák közötti hialokalsztit breccsában, mind a hűlési repedésekbe beszűrődve megfigyelhető, ill. kaotikusan keveredett zónák is találhatóak. A bazalt lehet hólyagüreges, és cikk-cakk eres is, hidrotermás ásványkitöltésként elsősorban kalcit és hematit jelenik meg. A kőfejtő jelenleg is termelés alatt áll.

4.4.2. A kőzetek jellemzői a megismert vulkáni fáciesek alapján

1. Tömött illeszkedésű párnaláva fácies

A zöldesszürke színű, makroszkóposan üdének tűnő kőzet finomszemcsés, benne kloritos foltok, és elvétele vékony, maximum 2 mm vastag erek ill. apró, általában 1 mm-es átmérőjű hólyagüregek találhatóak. A párnák között kis mennyiségű hialokalsztit breccsa található, amit legnagyobb részt klorit és kalcit cementál.

A variolitos-interszertális átmeneti szövétű bazalt helyenként porfirós jelleget is mutat (13. tábla C, D). Benne maximum 40% üveges, mikrokristályos alapanyag mellett félig sajátalakú 0,1-0,4 mm-es erősen agyagásványosodó plagioklász és klinopiroxén lécek, táblák találhatóak. Az alapanyag jellemzően foltos; az 1-3 mm átmérőjű csomók okozója az, hogy előfordulnak inkább kloritos, és inkább mikrokristályos alapanyagú zónák is. Helyenként porfirós elegyrész méretű, 0,3-0,7 mm-es erősen agyagásványosodó sajátalakú plagioklász lécek illetve 0,1-0,3 mm-es egykori olivin utáni kalcittal, klorittal és prehnittel töltött átalakok is találhatóak. Mivel mind a két mérettartományban előforduló plagioklász erősen agyagásványos volt, így kioltási szöget nem tudtam mérni, tehát összetételi információt optikai tulajdonságok alapján nem nyerhettem. Az olivin utáni átalakok környékén jellemzőek a pirit utáni limonit átalakok, míg a kőzet többi részében, elsősorban a hajszálerek környezetében finomszemcsés, hintett pirit jelenik meg. Az üregeket és a hajszálereket is többnyire kalcit és kvarc tölti ki.

2. Peperites fácies

A peperites fácies képződményei az ún. blokkos peperitek típusba sorolhatóak (10. tábla D, E). A bazalt párnaláva/lávanyelv jellege sok helyen még megfigyelhető, és jellemző benne a hűlési repedéshálózat kialakulása valamint az 1-5 mm-es hólyagüregek előfordulása is. Megfigyelhető itt a koherens magmás testből való fokozatos átmenet; a különböző, egyre disztálisabb stádiumok képviselői igen jól reprezentáltak. Még koherens egységnek nevezhetők azok a részek, ahol a vörös mészszipap gyakorlatilag csak a párnaláva néhány hűlési repedésébe szűrődött be, ill. elvértve szabálytalan alakú törmelékdarabként megjelenik a párnák közötti hialoklasztit breccsában is. A koherens lávanyelvből a blokkos peperitbe való átmenet képződményei a legjobban megőrzöttek a lelőhelyen; e részeken a cikk-cakk erek szinte teljesen mikrites mészszipappal töltöttek, a párnák mérete csökken, a köztük levő hialoklasztit breccsa mennyisége növekszik, és a breccsa üvegklasztjai főképp vörös mikrites mészkőben úsznak. A hidrotermás ásványokból álló kalcit-klorit cementanyag szerepe alárendelt. Helyenként akár a többszöri mészszipapbeszűrődés jelensége is igazolható. Az igazi blokkos peperitek csak elvértve fordulnak elő; ott a magmás kőzet szögletes fragmentumokként jelenik meg, keveredik a mikrites mészkővel, és igen sok hidrotermás ásvány is jelen van.

A variolitos, helyenként variolitos-interszertális átmeneti szövétű bazalt általában elég jól kristályos, 20%-40% között van az üveges, mikrokristályos (jelenleg erősen kloritosodó, mely a röntgenpordiffrakciós vizsgálat alapján duzzadó agyagásvány közberétégzést is tartalmaz, Dr. Németh T. szóbeli közlése, B-1 melléklet) anyag mennyisége (13. tábla B). A variolitos jelet az általában erősen agyagásványosodó, 0,17-0,5 mm-es kevésen elhelyezkedő félig sajátalakú plagioklász lécek rajzolják ki, de mellettük helyenként nagyobb méretű, maximum 1 mm-es erősen átalakult (agyagásvánnyá) plagioklász lécek, táblák is találhatóak. Ahol észlelhető, ott a plagioklászok kioltási szöge $5-10^\circ$ között van, ami savanyú összetételre utal. Ezt megerősítik a SEM+EDS vizsgálatok során kapott adatok is (A-1 melléklet); a porfirós elegyrész méretű plagioklászok átlagos összetétele $\text{Na}_{0,85}\text{Ca}_{0,02}\text{Al}_{1,03}\text{Si}_{3,01}\text{O}_8$ míg az alapanyag plagioklászának átlagos összetétele $\text{Na}_{0,87}\text{Ca}_{0,02}\text{Al}_{1,04}\text{Si}_{2,99}\text{O}_8$, ami az albit mezejébe esik (4. ábra). A kőzetben előfordulnak továbbá 0,17-1 mm közötti méretben félig sajátalakú klinopiroxén szemcsék, valamint jellemzően 0,5 mm-es olivin utáni kalcit és klorit átalakok is. A klinopiroxéneket optikai tulajdonságaik alapján (pleokroó, színe kékeszöld-halványbarnavilágoszöld; a hasadási nyomvonal általában jól látszik; az interferenciaszín másodrendű narancssárga, kék; a γ^c kioltási szög maximuma 41°) augitnak soroltam be. Ezt igazolták a SEM+EDS vizsgálatok során kapott eredmények is (A-2 melléklet); az átlagos összetétel a Morimoto (1989) által definiált piroxén nevezéktan szerint az augit mezejébe sorolható $\text{Ca}_{0,8}\text{Mg}_{0,87}\text{Fe}_{0,2}\text{Ti}_{0,03}\text{Cr}_{0,01}\text{Mn}_{0,01}\text{Si}_{1,87}\text{Al}_{0,21}\text{O}_6$ volt (5. ábra). A hólyagüregeket kalcit, klorit, hematit tölti ki, míg a cikk-cakk erekben a mikrites mészszipap mellett kalcit és ritkán klorit

fordulhat elő, de ennél egyértelműen fiatalabb, csak kalcittal töltött erek is megfigyelhetők. A közet vörösseszsürke színét a nagy mennyiségben előforduló hintett hematit adja, ami gyakran pirit utáni átalakként is megjelenik. Helyenként az eredeti pirit is látszik még a bazaltban.

A hialoklaszit breccsa üveges klasztjaiban, valamint a párnák szegélyén előforduló erősen üveges zónában jellemző a porfiros elegyrész méretű plagioklász és az olivin utáni átalakok megjelenése, amiket sugarasan elhelyezkedő plagioklász kristálycsírák öveznek.

A párnák közötti teret kitöltő, ill. a cikk-cakk erekben is előforduló (12. tábla D) vörös mészkő mikrites szövetű, de helyenként későbbi kitöltésként durvább kristályos mészkő is megjelenik. Előfordulnak rossz megtartású, erősen hematitosodó radiolária maradványok (12. tábla C) illetve egyéb bioklasztok is. A mészkőben a közetalkotó kalcitszemcsék mellett igen sok finomszemcsés hematit található, ami helyenként laminációt kirajzolva jelzi a többszöri mészszipap beszűrődést. A bazalttal való robbanásszerű keveredést igazolva plagioklász kristálytörmelékek is találhatóak a mészkőben, valamint a bazaltba oly jellemző egykori olivin utáni átalakok törmeléke is megjelenik. A mészkövet helyenként 1-5 mm vastag főképp kalcittal töltött erek szelik.

4.4.3. Tengeraljzati hidrotermás folyamatok sajátosságai folyadékzárvány mikrotermometriai vizsgálatok alapján

A tengeraljzati fluid-közet kölcsönhatás következménye a különböző fázisokban kialakult hidrotermás ásványtársulások, így a hólyagüregkitöltő, az erezésekben a mészszipap mellett megjelenő, valamint a hialoklasztit breccsa kötőanyagát alkotó ásványparagenezis is (ld. fentebb). Mindezen felül azonban az alapanyagban található plagioklász albitosodása (ld. 4.4.2. fejezet) és az alapanyag üveges, mikrokristályos anyagának kloritosodása is ezekhez a folyamatokhoz kötődik.

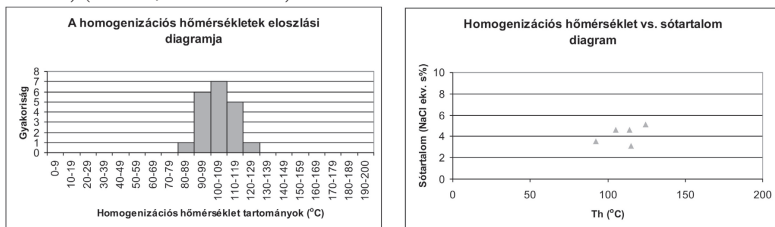
A bazalt hűlési repedéseiben (cikk-cakk erek) mind az érkitöltő kalcit víztiszta részein, mind a szivacsos-víztiszta átmeneti részén megtalálhatóak a fluidzárványok. A sok másodlagos zárványsor mellett néhány, átlagosan 7 µm-es primer zárvány is megfigyelhető. Ez utóbbiak az előzőekben említett másodlagos zárványsoroktól távol fordulnak elő a befogadó ásványban. A primer zárványokban a folyadék és gőz fázis arányai körülbelül állandóak, 5-10% gőzfázissal, és 90-95% folyadékfázissal (15. tábla M). A zárványok általában negatív kristály alakúak.

A hólyagüreges bazaltban az üregeket szintén kalcit tölti ki, de a nagyobb üregekben a kalcithoz kevés klorit és hematit is társul. Az üregkitöltő kalcit tisztább, átláthatóbb részeiben sok 5 µm alatti zárványokat tartalmazó másodlagos zárványsor található. A kiválásban azonban 5-7 µm-es primer, kétfázisú (folyadék+gőz) zárványok is megfigyelhetők; e zárványok önállóan, a másodlagos zárványokkal kitöltött repedésektől távol, vagy kisebb, szintén a repedésektől független zárványfelhőkben fordulnak elő. Az elsődleges zárványok

szobahőmérsékleten körülbelül 10 tf% gőzfázist tartalmaznak és általában negatív kristály alakúak.

A blokkos peperiteket képviselő bazaltok mészkövet és sok hidrotermás ásvány tartalmazó erezésének kalcitkitöltésében igen kevés a víztiszta rész, melyek elsősorban az ér közepén található hematit folt környékén csoportosulnak. Ezen tisztább részekben sok másodlagos egyfázisú (szobahőmérsékleten csak folyadékot tartalmazó) és folyadék és gőz fázisösszetételű zárvány is található. Az elsődleges, kétfázisú, állandó fázisarányú 5-10 tf% gőzfázist tartalmazó, általában negatívkristály alakú zárványok az ásvány repedéseitől függetlenül helyezkednek el a szemcsékben. A primer zárványok mérete általában 7-10 μm , míg a szekunderek ennél kisebb, általában 5 μm alatti.

A folyadékzárvány mikrotermometriai mérések során mindezek ellenére a cikk-cakk eres bazalt kalcitjából végül 20 megbízható homogenizációs hőmérsékletet, és 5 olvadáspont csökkenést sikerült meghatározni. A homogenizációs hőmérsékletek $T_h(L-V)L=83-125^\circ\text{C}$ között változtak, átlaguk 104°C volt. A fagyasztásos mérések során egyszer sikerült eutektikus pontot megfigyelni, ami $T_{\text{cut}}=-20,9^\circ\text{C}$ volt. Az olvadáspontcsökkenés alapján számolt szalinitás értékek 3,06-4,64 NaCl ekv. s% között változtak, az átlaguk 4,2 NaCl ekv. s% (Hall *et al.*, 1988) (26. ábra, C-10 melléklet).

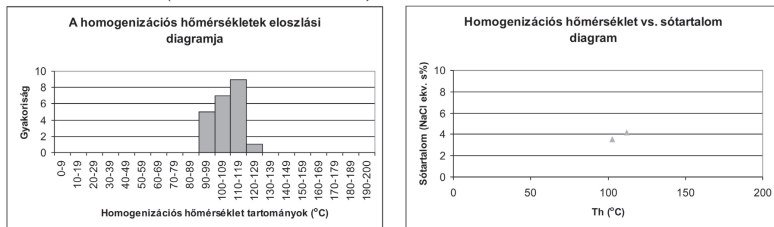


26. ábra: A vareşi cikk-cakk erezések kalcitjának elsődleges zárvényaiban végzett mikrotermometriai mérések adatai.

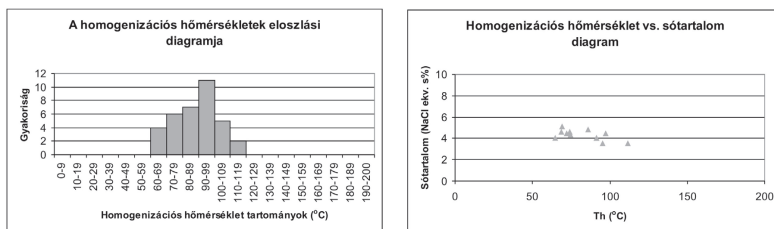
A hólyagüregek kalcitjában a 22 homogenizációs hőmérséklet értékhez a fentebb említett nehézségek miatt csupán 2 olvadáspontcsökkenés értéket tudok hozzárendelni, így a fagyasztásos adatok statisztikai értelmezésre nem alkalmasak, csupán tájékoztató jellegűnek fogadhatóak el. A homogenizációs hőmérsékletek $T_h(L-V)L=90-126^\circ\text{C}$ között változtak, az átlaguk 108°C volt. Az olvadáspontcsökkenés-értékekből számolt só tartalom 3,54 és 4,18 NaCl ekv. s% volt (Hall *et al.*, 1988) (27. ábra, C-10 melléklet).

A blokkos peperit kalciterének 35 mérése esetén a homogenizációs hőmérsékletek $T_h(L-V)L=62-112^\circ\text{C}$ közöttiek voltak, míg átlaguk 87°C . Az eutektikus hőmérsékletek átlaga $T_{\text{cut}}=-21,9^\circ\text{C}$ volt, amiből NaCl-víz rendszerrel modellezhető folyadékokra lehet következtetni. A

12 olvadáspontcsökkenés-értékből számolt szalinítás 3,54-5,1 NaCl ekv. s% közötti, átlaguk 4,30 NaCl ekv. s% (28. ábra, C-11 melléklet).



27. ábra: A vesi hólyagüregek kalcitjának elsődleges folyadékzárványain végzett mikrotermometriai mérések adatai.



28. ábra: A vesi blokkos peperit bazaltjának kalciterének elsődleges folyadékzárvényaiban végzett mikrotermometriai mérések adatai.

4.4.4. A hidrotermás folyamatok hőmérsékleti viszonyai klorit termometria alapján

A hólyagüreges bazalt nagyobb üregében, a kalcit mellett található klorit kémiai összetételét elektronmikroszkopos elemzés segítségével határoztuk meg (D-1 melléklet). Az eredmények alapján az ásványnév pontosítható, az itt előforduló kloritféle piknoklorit, míg Zane és Weiss (1998) nevezéktana alapján az 1-es típus, Mg-klorit csoportba sorolhatóak ezen ásványok. A mért adatokból, és a 28 oxigénre kiszámolt kationszámokból jól látható, hogy bár az adatok összege súlyszázalékban viszonylag alacsony (82-84%), a sztöchiometrikus arány az átlagos kloriténak megfelelő. Az adatokból Cathelineau és Izquierdo (1988) eljárása szerint végeztem el a hőmérsékletbecslést, mivel ezen eljárás kritériumai egy kivételével megfelelnek az általam kapott adatoknak. A klorit keletkezési hőmérséklete 114-122°C közötti, átlagosan 118°C.

4.4.5. Összefoglalás

A vares-smrekai köfjítő egy tengeralfzati lávafolyás két fáciesét, a tömött illeszkedésű párnalávát és a peperites faciést tárja fel. Megfigyelhetők e két fácies közötti átmeneti stádiumot képviselő blokkok is. A bazalt magán viseli mind a gyors hűlés (variolitosis-

interszerztális szövet), mind az intenzív hidrotermás átalakulás (kloritosodó alapanyag, albit összetételű plagioklász) nyomait. A bazalttal keveredő, helyenként bazalt-eredetű ásványtörmelék és bioklasztokat is tartalmazó mészszip mikrites szövetű és nemcsak a párnalávák közti térben, de a bazalt repedéseiben is megjelenik. A hidrotermás kitöltések vizsgálata arra mutatott rá, hogy a fluidumok sótartalma kis mértékben a tengervíz értékei fölött volt, míg a minimum keletkezési hőmérsékletek 126-62°C között változtak; valamivel magasabb hőmérséklet volt jellemző a hólyagüregek, és alacsonyabb az erezések kialakulásakor.

4.5. Stragopetra-hegység (Görögország)

4.5.1. Terepi kifejlődések

A Stragopetra-hegy (2. ábra, C) nyugati, déli és délkeleti oldalában találhatóak a vizsgált feltárások; a terepi munka során fellelt egy kőfejtő, hét útbevágás és két természetes feltárásból három nagyobb méretű mesterséges feltárás (útbevágás és kőfejtő) és két kisebb méretű természetes kibukkanás részletes vizsgálata történt meg.

A hegy keleti oldalán, a Lavdha felé tartó műút mentén található útbevágásban (ill. egyik része kőfejtő volt; É 40,00661 / K 21,11009, 11. tábla A-D), szintén a peperites fácies (12. tábla F) és részben a tömött illeszkedésű párnaláva tanulmányozható részletesen. Az út felőli oldalon délen blokkos peperit jelenik meg, amit egy felbreccsásodott zóna után olyan peperit követ, ahol a mészkő félig konszolidált volt, így a bazalttal való keveredés mellett akár kisebb-nagyobb mészkőpadok is kerülhettek a közettömbbe. Észak felé haladva ezzel tektonikus kontaktusban ismét blokkos peperit következik. Az útra csaknem merőleges kőfejtő részen délkeleten tömött illeszkedésű párnaláva található, míg haladva északnyugat felé azzal tektonikus kontaktussal peperites fácies is megjelenik. Itt is előfordulhatnak bizonyítékok a mészkő félig konszolidált voltára, ugyanis helyenként termális hatást szenvedett mészkődarabok is keverednek a peperites fáciesű kőzettel. A bazalt-mészkő kontaktus hajladozó, gyakran a mészkőben is találhatóak apró bazalt darabok, nyúlványok, míg a bazalt repedéseiben, üregeiben mészkő is megfigyelhető. A bazaltban gyakran előfordulnak elsősorban kalcittal kitöltött 1-2 mm-es hólyagüregek, ill. jellemző a feltárásban a bazaltban és mészkővel határos részen egyaránt megjelenő ritmikus, sugaras kalcit-hematit kitöltés.

A hegy délkeleti oldalában, a Grevena-Perivoli műút mentén található útbevágásban (É 39,59932 / K 21,11566, 11. tábla E, F) gyakorlatilag csak tömött illeszkedésű párnaláva található, ill. megfigyelhető annak egyértelműen tektonikus kontaktusa a környező vörös radiolarittal (délnyugaton). A feltárás délnyugati részén a darnó-hegyi hosszú-völgyihez hasonló, egyértelműen utólagos, elsősorban kvarctartalmú erek találhatóak meg. A feltárás

közepén a zebra-szövetű párnaláva is előfordul (12. tábla D), az ásványsávokban kalcit és hematit jelenik meg. A szürke színű tömött illeszkedésű párnalávák maximális mérete nem haladja meg az 50 cm-t, és bennük klorittal és kalcittal töltött 1-2 mm-es hólyagüregek ill. kvarccal és kalcittal töltött cikk-cakk erek (12. tábla E) is megfigyelhetők.

A hegy déli oldalában, a Grevena-Perivoli műút mentén található (É 39,59650 / K 21,10817, 12. tábla A) útbevágás teljes egészében peperites fáciest tár fel. A mészkő mennyisége kevesebb a bazalténál, kontaktusuk általában hullámos. Gyakran a mészkő szinte felhabosodott, ill. a bazalt is felbuborékosodott, ún. fluidális peperitet formálva (12. tábla G). Ezen kívül a blokkos peperit is megjelenik itt. A bazalt a mészkőtől távolabbi részeken zöldesszürke, ahhoz közelebb vörösszürke, hólyagüreges. A hólyagüregekben és a helyenként előforduló hajszálrepedésekben elsősorban kalcit, kisebb mennyiségben hematit található. A feltárás egy blokkja egészen eltérő jelegeket mutat; a zöld színű bazalt a többi kőzetnél láthatóan durvább szemcsés, elvéve néhány hajszálér található benne, míg hólyagüregek, cikk-cakk erek nem fordulnak elő. A kőzet makroszkópos jellemzői alapján doleritként azonosítható.

A hegy magasabb zónáiban található természetes kibukkanásokban (É 40,01253 / K 21,08735 és É 40,01296 / K 21,16486, 12. tábla B, C) is a tömött illeszkedésű párnaláva és a peperites fácies képződményei vizsgálhatóak, ill. az egyik feltárásban olyan párnaláva darabos hialoklasztit breccsa is előfordul, aminek a cementanyagában mészkő is található. A vörös, mikrites mészkő elsősorban azonban a kalcitos hólyagüregeket sűrűn tartalmazó lávanyelvek közötti térben fordul elő, így ezek a feltárások is a blokkos peperitet reprezentálják. Helyenként a mészkő kaotikusan keveredik a bazalttal. E részeken általában igen sok hidrotermás ásvány is megjelenik (kalcit, klorit, pumpellyit, laumontit). Mindkét fácies bazaltjában elsősorban kalcittal töltött cikk-cakk erek és helyenként igen nagy mennyiségben 1-4 mm nagyságú, főképp kalcittal töltött hólyagüregek is megfigyelhetők.

4.5.2. A kőzetek jellemzői a megismert vulkáni fáciesek alapján

1. Tömött illeszkedésű párnaláva fácies

Az általában vörösszürke színű bazaltban helyenként a döntően 1-2 mm-es átmérőjű hólyagüregek, míg másutt az 1-2 mm vastagságú cikk-cakk erek a jellemzőek. Ez utóbbi típus esetében előfordul, hogy a kőzet színe zöldesszürke. Az egyik feltárásban megtalálható zebra-szövetű párnaláva is ebbe a fáciesbe tartozik; ott a 2-4 cm vastag bazalt sávokkal 2-3 cm vastag kalcit-hematit sávok váltakoznak.

A variolitos szövetű, helyenként enyhén porfiros jellegű kőzet általában 30-50% mikrokrisztályos, üveges alapanyagot tartalmaz és abban találhatóak a plagioklász lécek és az egykori olivin utáni átalakok (13. tábla E-G). A mikrokrisztályos anyag gyakran igen sok

finomszemcsés hematitot tartalmaz (vörössesszürke bazaltok esetében), míg máskor kloritosodik (zöldesszürke bazaltok esetében). A plagioklász lécek általában két mérettartományban fordulnak elő; gyakoribb a tűs, sokszor vázkristályos, félig sajátalakú, 0,15-0,4 mm méretű ásvány, míg elvétve fordul csak elő a durvább szemcsés, akár 1 mm-es, léces megjelenésű változat. Mindkét típus általában erősen átalakult; agyagásványosodik. Ahol a kioltási szög mérhető a szimmetrikus zónában, ott 6-13° közötti értékeket kapunk, ami a savanyú plagioklászok jellemzője. A 0,15-0,4 mm nagyságú olivin utáni átalakokat elsősorban kalcit, kisebb mennyiségben klorit és limonit tölti ki. A hólyagürekeket többnyire nem sajátalakú kalcit tölti ki (a falon kevés klorit megjelenhet), valamint elvétve előfordulnak csak klorittal és kvarccal kitöltött apró, 0,15 mm-es üregek is. A hólyagürekeket összekötő hajszálerekben kalcit található, míg az annál idősebb hajszálerekben kvarc és ritkán pumpellyit fordul elő. A cikk-cakk erekben kalcit és a falon elvétve klorit figyelhető meg. Előfordul még e két érgeneráció közötti eseményt képviselő kvarccal, kalcittal töltött ér is, ill. a cikk-cakk érnél is fiatalabb hajszálér generációk is elkülöníthetők (kalcittal, kvarccal és pumpellyittel töltve). A vörössesszürke bazaltban vannak zónák, ahol az alapanyagban feldúsul a finomszemcsés hematit, valamint mindkét bazalttípusban előfordulnak az aprószemcsés pirit utáni hematit átalakok, elsősorban az olivin utáni átalakok környékén csoportosulva.

2. Peperites fácies

A peperites fáciesben a bazalt erősen üveges, lehet zöldesszürke és vörössesszürke is, és tartalmazhat mind 1-5 mm-es hólyagürekeket, mind hajszálereket, a koherensebb részekben cikk-cakk ereket is. Helyenként, főleg a kaotikusan kevert zónákban, igen sok hidrotermás ásvány is megjelenik, elsősorban üregkitöltés, vastagabb erek formájában. A hidrotermás kitöltéseket főképp kalcit alkotja, de kisebb mennyiségben kalcedon, kvarc, klorit, pumpellyit és laumontit is megjelenik. A bazalttal keveredő mészkő többnyire finomszemcsés, vörös színű, mennyisége változó: a szinte koherens részekben alig 10-20%, míg a blokkos és fluidális peperiteknél az 50%-ot is eléri.

A bazalt egyes helyeken variolitos, interszertális szövetű, míg másutt porfirós jelleget is mutat. Az üveges, mikrokristályos anyag mennyisége 30-70% között változik; ahol több van, ott jellemző a tűs, általában 0,1-0,15 mm-es plagioklászok sugaras-kévs elhelyezkedése, míg másutt a félig sajátalakú, 0,15-0,2 mm-es plagioklászok kévésen, vagy szabálytalanul helyezkednek el. Az egyes helyeken előforduló porfirós jelleget a durvább szemcsés, általában 0,5 mm-es félig saját alakú léces plagioklászok adják. Mindkét plagioklász típus erősen agyagásványosodik, helyenként kalcit is megjelenik átalakulási termékként. A kioltási szög a szimmetrikus zónában csak elvétve mérhető, 4-15° közötti értékekkel, melyek savanyú plagioklász összetételre utalnak. Mindezt megerősítette a SEM+EDS mérés is, ahol a porfirós elegyrész méretű plagioklász összetétele $\text{Na}_{0,87}\text{-Ca}_{0,1}\text{Al}_{1,01}\text{Si}_{2,98}\text{O}_8$ -nek adódott, míg a

finomszemcsésé $\text{Na}_{0,79}\text{Ca}_{0,08}\text{Al}_{1,06}\text{Si}_{2,97}\text{O}_8$ -nek (4. ábra, A-1 melléklet). A mikrokristályos alapanyag ritkán kloritosodik, gyakrabban hematitosodik vagy agyagásványosodik (EPMA vizsgálatok tanúsága alapján szemkítit jelenik meg, Dr. R. Skoda, Masaryk Egyetem, Brno, szóbeli közlése). Az alapanyagban továbbá elvéve előfordulnak 0,15-0,5 mm-es egykori olivin utáni klorittal, kalcittal, helyenként prehnittel töltött átalakok (melyek szegélyét gyakran az alapanyag felemésztí), valamint nem sajátalakú titanit szemcsék is. Ez utóbbi ásvány jelenlétét mind a SEM+EDS, mind pedig az EPMA mérések igazolták, összetétele $\text{Ca}_{0,88}\text{Ti}_{0,71}\text{Fe}_{0,05}\text{Al}_{0,26}\text{Si}_{1,13}\text{O}_5$ -nek adódott (A-3 melléklet). Pirit utáni hematit átalakok (10-25 μm) és elszórtan összetételbeli zónásságot mutató, sajátalakú krómspinell szemcsék (bennük 1-2 μm -es pirrothin zárványokkal) fordulnak elő az alapanyagban (összetételük SEM+EDS alapján $\text{Mg}_{0,69}\text{Fe}_{0,46}\text{Cr}_{0,5}\text{Al}_{1,39}\text{Ti}_{0,01}\text{O}_4$ ill. $\text{Mg}_{0,62}\text{Fe}_{0,65}\text{Cr}_{0,8}\text{Al}_{0,99}\text{Ti}_{0,02}\text{O}_4$, A-3 melléklet). A hólyagüregek kitöltése leggyakrabban szivacsos, nehezen átlátható kalcit, a falukon olykor kevés kalcedon, kvarc, hematit szemkítit vagy klorit is előfordulhat. Előfordulnak a hólyagüregek kialakulása előtti és az utáni kalcittal töltött hajszálerek, az előbbiben kevés kvarc is megjelenhet. A cikk-cakk ereket kalcit és helyenként kvarc tölti ki.

A peperites fácies vörös mészköve többnyire mikrites szövetű, de helyenként előfordulnak benne durvább kristályos részek is. Tartalmazhat igen vékony kagylóhéj töredékeket és más bioklasztokat is, tehát jellemző az ún. filamentumos mikrofácies megjelenése (rossz megtartás miatt közelebbi nem határozható meg, Dr. Sente I., ELTE TTK, Budapest szóbeli közlése) (14. tábla, E-G). A kőzetalkotó kalciton kívül elszórtan átlagosan 0,1 mm-es földpát törmelékek találhatók a kőzetben, valamint nyúlt, szabálytalan alakú bazaltdarabok is előfordulnak. Ez utóbbiban sok az egykori mikrokristályos anyag, ami erősen hematitosodik. Szöveti jellegei megegyeznek a fentebb ismertetettel, még átlagosan 1 mm-es, kalcittal töltött hólyagüregeket is tartalmaz, de repedéseiben beszűrődött mikrites mészkő van jelen. Helyenként a bazalt annyira hematitosodott, hogy csak a reliktszövet alapján ismerhető fel. A fluidális peperitek esetében a fentebb ismertetettel egészen hasonlós szövetű mészkő 0,5-2 mm-es gömböket formál, amik között finomszemcsés hematit és kalcit fordulhat elő, és ez az anyag keveredik a szintén ívelt, hajladoszó formákat mutató bazalttal. A peperites fáciesbe belegyűrt, a fácies kialakulásakor félig konszolidált mészkőpadok szöveve is hasonló az eddigi ismertetetthez. Ebben a kőzetben is jellemző mind az előzőekben ismertetettekkel analóg szövetű bazalt darabok, mind pedig a plagioklász törmelékek megjelenése. A bazaltdarabok gyakran erősen átalakultak, általában hematitosodnak, ritkán kloritosodnak, de az eredeti szövet mindenhol felismerhető. Opak ásványok terén nemcsak hematit, de helyenként pirit, és elvéve kalkopirit megjelenése is igazolható. A mészkőben minimum kettő kalcitgeneráció különíthető el (egy idősebb, szivacsos és egy fiatalabb, víziszta megjelenésű), de a kaotikusan keveredett részekben intenzívebb hidrotermás

ásványformálódás volt jellemző, ott három generáció is elkülöníthető; a legidősebben kalcit, pumpellyit jellemző, utána a kalcit, laumontit tartalmú ér következik, míg a sort a víztiszta kalcit ér zárja.

Az egyik feltárásban oly jellemző, de terepen több helyütt is felismert 2-3 cm vastag ritmikus, sugaras-szálas kalcit-hematit kitöltés többnyire a bazalt-mészkö kontaktus környékén jelenik meg. Az nem sajátalakú kalcit szemcsemérete 1-2 mm-t is elérheti, sugaras, legyezőszerű halmazokban fordul elő. Egy-egy ilyen csomagot zár le a finomszemcsés, nem sajátalakú hematit; ez adja az érkitöltés ritmikus jellegét. Elvértve nem sajátalakú klorit és sajátalakú pirit szemcsék is előfordulhatnak az érben. Az ér fala mellett üveges, mára erősen kloritosodott bazalt figyelhető meg.

3. Dolerit

Egyetlen feltárásban fordult elő, a környező bazaltokhoz képest láthatóan durvább szemcsés, zöld színű kőzet. A mikroszkópos megfigyelések alapján a benne található plagioklászok sajátalakúak, léces, táblás megjelenésűek, méretük 0,5-1 mm között változik, helyenként az ikerlemezség is megfigyelhető (13. tábla H). Bár láthatóan agyagásványosodik a felszínük, az interferencia szín még látható, a szimmetrikus zónában mért kioltási szögek 8-13° között változnak, savanyú jelleget igazolva. Helyenként előfordulnak a kőzetben olyan foltok, ahol kis mennyiségű mikrokristályos anyag megjelenik a plagioklász lécek között, míg a többi részen ez nem figyelhető meg. A plagioklásznál kisebb mennyiségben fordulnak elő a kőzetben 0,1-0,2 mm-es, félig sajátalakú, léces-táblás klinopiroxén kristályok, amik gyenge pleokroizmusuk, sárga interferencia színük és kioltási szögük alapján augitként azonosíthatóak. A plagioklászok és a klinopiroxének közti teret nem sajátalakú klorit tölti ki. Az elvértve előforduló hajszálereket kvarc és opak ásvány tölti ki. Nemcsak itt, hanem az egész kőzetben jellemzőek a 0,1-0,2 mm-es pirit utáni hematit átalakok, pirit sehol nem látható.

4.5.3. Tengeraljzati hidrotermás folyamatok sajátosságai folyadékzárvány mikrotermometriai vizsgálatok alapján

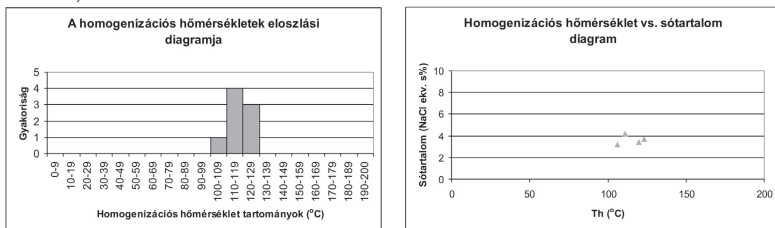
A tengeraljzati hidrotermás folyamatok eredményeképpen jöttek létre a hólyagüregeket kitöltő, a különböző elsődleges érkitöltő és a zebra-szövetű párnaláva ásványsávját kitöltő ásványok csakúgy, mint az alapanyagban található plagioklász albitosodása (ld. 4.5.2. fejezet), ill. a mikrokristályos, üveges alapanyag kloritosodása. A különböző ásványkitöltésekben leggyakrabban kalcit fordul elő, de mellette kvarc, klorit, pumpellyit, laumontit, hematit és agyagásványok is megjelennek (ld. fentebb, 15. tábla I-L).

A tömött illeszkedésű párnaláva fációs hólyagüregkitöltő kalcitja többnyire erősen szivacsos megjelenésű, nem jól átlátható. Így bár készült folyadékzárvány mikrotermometriai

vizsgálathoz megfelelő preparátum belőle, mérés nem történt, hiszen nem találtam benne mérésre alkalmas zárványt.

A peperites fácies bazaltjának hólyagüregkitöltő kalcitja is gyakran erősen szivacsos megjelenésű, nehezen átlátható, de előfordulnak benne jobban átlátszó részek is. Ezeken a területeken elvétve 4-8 μm -es, önállóan előforduló primer, kétfázisú (folyadék, gőz) zárványok figyelhetők meg, a gyakoribb, 1-3 μm -es repedést behegesztő másodlagos zárványok mellett. Az elsődleges zárványokban a fázisarány megközelítőleg állandó; 5-10 $\text{tf}\%$ gőzfázist tartalmaznak.

A 3. fejezetben ismertetett nehézségek miatt végül két mintából összesen 10 megbízható homogenizációs hőmérséklet értéket ($T_h(L-V)L=90-123^\circ\text{C}$) és 4 olvadáspont csökkenés értéket ($T_m=-1,9^\circ\text{C}$ és $-2,4^\circ\text{C}$ között) tudtam mérni. Ez utóbbiból a számolt sótartalom értékek 3,22-4,18 NaCl ekv. $\text{s}\%$ (Hall *et al.*, 1988) között adódnak (29. ábra, C-11 melléklet).



29. ábra: A stragopetrai hólyagüregek kalcitjának elsődleges zárvényaiban végzett mikrotermometriai mérések adatai.

4.5.4. A hidrotermás folyamatok hőmérsékleti viszonyai klorit termometria alapján

Két hólyagüreg összenövésénél található hajszálér kloritjának összetételét vizsgáltam elektronmikroszkonda segítségével (D-1 melléklet). Az itt található ásványok mindegyike az 1. típusú Mg-klorit csoportba sorolható Zane és Weiss (1998) nevezéktana szerint, bár található közöttük piknoklorit, brunszvit és ripidolit is. A kloritot termométerként használva a kapott eredményekből Zang és Fyfe (1995) módszere alapján számoltam keletkezési hőmérsékletet, mivel e módszer kritériumainak feleltek meg az összetételi adatok. A keletkezési hőmérséklet így $216-270^\circ\text{C}$ közöttinek adódott. Azokban a mintákban, ahol végül sikerült néhány folyadékzárvány mikrotermometriai eredményt nyerni, nem fordult elő a hólyagüregben klorit a kalcit mellett, így nem készülhetett elektronmikroszkondás mérés sem.

4.5.5. Összefoglalás

Az Avdella Melanzsban található Stragopetra-hegy természetes és mesterséges triász bazalt feltárásait vizsgálva alapvetően két vulkanológiai fáciest lehetett elkülöníteni; a tömött

illeszkedésű párnaláva és a peperites fáciest. Ezeken kívül az egyik kibukkanásban egy blokk dolerit felé mutató átmeneti kőzet is előfordul, ami feltehetően egy mélyebb zónát képvisel. A peperites fácies számos változata tanulmányozható itt; koherens lávanyelvektől a blokkos és fluidális peperitekig, illetve olyan helyzet is előfordul, amikor félig konszolidált mészkő keveredett a bazalttal. A bazalt magán viseli a gyors hűlés és a tengeraljzati hidrotermás folyamatok jeleit is. Az idősebb hajszálerek keletkezési hőmérséklete 216-270°C-nak adódik, míg a hólyagüregek minimum keletkezési hőmérséklete 90-123°C volt. A rendszerben a tengervíz sótartalmához közeli értékek voltak jellemzőek.

4.6. A vizsgált tengeraljzati bazaltok geokémiai jellemzői

Geokémiai vizsgálatra igyekeztem minden magyarországi, dinári és hellenidák-beli lelőhelyről a lehetőségekhez képest üde, és hólyagüregektől, erektől mentes, minél üvegeőbb bazaltmintát kiválogatni, valamint az átalakulási folyamatok vizsgálatához nemcsak a peperites fácies mészkövéből, de a különböző mértékben átalakult bazaltokból is készültek elemzések (F-1-2 melléklet). A gondos mintaválogatás ellenére a kőzetek összetételét igen sok utólagos folyamat befolyásolhatta, így az eredmények kiértékelését kellő óvatossággal kell elvégezni.

4.6.1. Főelemgeokémia

A SiO_2 tartalom minden triász (darnói, hruškovci, vareši és stragopetra) bazaltban 40-50% között van, de néhány erősebben átalakult (pl. peperites fáciesből származó) mintától eltérve 45% körüli értékeket kapunk. Ezzel szemben a jura példányokban (egerbaktai és szarvaskői) a mért érték valamivel nagyobbak, 47-54% között vannak. Az óceánközépi hátságokban jellemző 47-51% közötti értéknél (Wilson, 1989) a triász bazaltok valamivel kisebb, a jura kőzetek többnyire ahhoz hasonló, vagy annál valamivel nagyobb értéket mutatnak. Ezzel szemben az ívmögötti medence bazaltjaiban 49-54% közötti SiO_2 -tartalom a jellemző (Wilson, 1989), amely határok közé a szarvaskői típusú, jura bazaltok befernek. Lévéen a szilícium nem jellemzően mobilis, a jellemző értékektől való eltérés magyarázatát máshol kell keresni.

A kőzetek Al_2O_3 tartalma nem mozog együtt a SiO_2 -tartalommal, viszonylag alacsony, $r=0,65$ korrelációs együttható figyelhető meg. A triász kőzetek esetén 12-20% között szórnak a mért értékek, míg a jura bazaltok esetében egységesen 14%-17% körüliek az eredmények.

A vastartalommal kapcsolatban elmondható, hogy a felszíni mállás, illetve egyéb utólagos folyamatok (pl. oxidatív környezetbe kerülés) hatására az oxidációs szám megváltozik; míg a vas kétférvértékű formájában többnyire mobilis, addig három vérvértékkel többnyire nem az. A mintákon több helyütt az utólagos limonitosodás megfigyelhető, de a preparátumok elkészítésekor igyekeztem e részeket elkerülni, illetve a limonitos kérgeket eltávolítani. A

kapott értékek többnyire egységesen 8-9% körül vannak, míg a jura bazaltban 11-12% jellemző. Az értékek az óceánfenéki bazaltja jellemzőeknek megfelelnek (Wilson, 1989).

A CaO mennyisége mindenhol változékony, 4-14% között adódik. Ezek az értékek egy átlagos üde óceáni bázisos vulkanitnál alacsonyabbak, ami a tengeralatti hidrotermás folyamatok hatását tükrözi. A néhány magasabb érték (10-13%) azonban a hidrotermás folyamatok hatására bekövetkező kalcitosodás eredménye lehet, ami több kőzetben is megfigyelhető volt.

Az MgO mennyisége a mintákban igazán változékony, 2,6-10,4 % közötti. A Mg utólagos folyamatok hatására jellemzően nem mobilis, így a változékonyság okát máshol kell keresni. Egy részről lehet szó relatív csökkenésről/növekedésről, ha a többi főelem mennyisége változik, vagy a nagy MgO értékre magyarázat lehet a kőzet kloritosodása (amire szinte minden tanulmányozott lelőhelyen van példa) (Hart, 1973), míg a kicsire az olivin elkülönülése adhat magyarázatot.

A Na₂O mennyisége a vizsgált jura kőzetekben 3-5% körül van, míg a triász bazaltokban egy kivétellel (Reszél-tető, 5% körül) 3% körüli értékekről beszélhetünk. Ez valamivel meghaladja az óceánfenéki bazaltokban mérhető átlagos 2-2,8%-os értéket, ám fontos megemlíteni, hogy a nátrium nagyon érzékeny a különböző utólagos folyamatokra, így óceánaljazati hidrotermás folyamatokat és metasomatizációt elszenvedett kőzeteknél ez a nagy érték jellemző (Hart, 1973). Ezzel összhangban van az, hogy a bazalt kőzetalkotó plagioklászeit rendszeresen savanyú összetételűnek találtam a különböző lelőhelyeken.

A K₂O mennyisége a triász bazaltmintákban 0,1-2% között van, míg a jura bazaltokban 0,01-0,2% az értékük. Utóbbi az óceánaljazati bázisos kőzetekhez képest elég alacsony érték, melynek magyarázata lehet az, hogy a kálium igen érzékenyen reagál utólagos folyamatokra (Wilson, 1989), könnyen el is távozhat a rendszerből, de az átalakulási termék agyagásványokban dúsulhat is (Hart, 1973).

A Cr₂O₃ tartalom esetében elmondható, hogy a jura bazaltok esetén 0,02-0,04% körüli értéket kaptunk, míg a triász bazaltok esetén valamivel több, 0,04-0,1% közötti mennyiséget jeleztek a vizsgálatok. A Cr alapvetően nem mobilis elem, így az adat feltehetően az eredeti állapotot tükrözi (Wilson, 1989).

A TiO₂ tartalom nem mutat eltérést a triász és a jura bazaltok között; a mért eredmények 0,8-2% között változnak. A kapott értékek nagyjából megfelelnek az átlagos óceánközépi hátság bazaltok titántartalmának (1,1-1,6%). A titán alapvetően immobilisnek mondható tengeraljazati körülmények között (Hart, 1973, Wilson, 1989, Karamata *et al.*, 2000).

Az MnO mennyisége a mintákban kis változékonyságot mutat, 0,03-0,69% között változik. Az óceánfenéki bazaltokra jellemző 0,16-0,2% értéknél (Wilson, 1989) tehát akár sokkal nagyobb értékeket is kapunk, ám a vassal együtt való változási trend esetünkben nem

igazolható. Tekintve, hogy a mangán természetes körülmények között kétvegyértékű állapotban van jelen a környezetben, és úgy mobilis elemnek tekinthető, a mennyiségét a különféle utólagos hatások befolyásolhatták.

A mintákban a P_2O_5 mennyisége 0,04-0,3% között mozog. A kisebb értékek a jura bazaltokra, míg a nagyobbak a triászra jellemzőek. Ezek az adatok körülbelül megfelelnek az óceánfenéki bazaltok átlagos 0,09-0,22%-os P_2O_5 tartalmának (Wilson 1989), de annál némileg szélesebb tartományban mozognak.

Az adatokat a klasszikus TAS diagramon ábrázolva (30. ábra, A) (Le Bas *et al.*, 1986) jól látszik, hogy mivel az többnyire mobil elemeken alapul, a kapott eredmény nem lesz értékelhető. Ez alapján ugyanis a korábbi vizsgálatok szerint (átalakult) bazaltoknak határozható kőzetek elemzési adatai a bazalt mezején túl megjelennek a foidit, pikrobazalt, tefrit, bazanit, trachibazalt, bazaltos trachandezit, bazaltos andezit és trachandezit mezejében is. Fentiek alapján jól látható, hogy a geokémiai adatokon alapuló petrokémiai-petrogenetikai értékeléshez lehetőleg olyan adatokat, adatpárokat érdemes választani, amelyekben elsősorban immobilis elemek szerepelnek, ellenkező esetben a kapott eredmények nem lesznek relevánsak a kőzetgenetika és kristályosodási folyamatok szempontjából. Igyekeztem tehát olyan adatelemzési módszert alkalmazni, melyben elsősorban az immobil elemeket használjuk fel (pl. titán, ld. a 4.6.2-es fejezetben a Pearce és Cann, 1973-féle diszkriminációs diagramot).

4.6.2. Nyomelem- és ritkaföldfém geokémia

A nagy ionsugarú, kis iontöltésű nyomelemek (így a K, Rb, Sr, Cs, Ba, sőt, hasonló tulajdonságai miatt a Pb is ide sorolható) alapvetően inkompatibilisen viselkednek (eltekintve a Sr-tól), tehát a maradék magmában dúsulnak. Viszont a kimerült köpenyből az inkompatibilis nyomelemek is eltávozhatnak, és a MORB-ok ezt az eloszlást leképezhetik, mivel ott igen nagy mértékű a parciális olvadás. Fontos azonban megjegyezni, hogy ezek az elemek általában igen érzékenyek a tenger alatti hidrotermás és egyéb másodlagos folyamatokra, lévén vizes közegben jellemzően mobilisak (mivel az ionpotenciál kicsi), így az adatokat kellő óvatossággal kell kezelni esetünkben (Wilson, 1989).

A nagy térerejű nyomelemekre (Nb, Hf, Ta, Zr, valamint részben az U és Th) nagy iontöltés (4+ vagy 5+), illetve kis ionsugarú jellemző, vagyis nagy az ionpotenciáljuk. A nagy töltés miatt inkompatibilisek, valamint vizes közegben immobilisek is, így ezek az elemek jól használhatók különböző geotektonikai pozíciókban képződött bazaltok elkülönítésére (Wilson, 1989).

Az átmeneti fémek első sorozatába tartozó elemek (pl. Cr, Co, Ni, Cu, Zn) eloszlását többek között az oxidációs viszonyok befolyásolják. Bazaltos rendszerben a felsoroltak közül Cr, Co, Ni kompatibilisként viselkedik: a Co és a Ni az olivinben, a Cr az augitban

koncentrálódik (Wilson, 1989). Éppen ezért Józsa (1999) szerint jó indikátorai lehetnek a petrogenetikai folyamatoknak, viszont érdemes megjegyezni, hogy pont ezen ásványok (amikben a fenti elemek dúsulnak) érzékenyen reagálnak a hidrotermás kőzetátalakulásra, éppen ezért Hart (1973) megjegyzi, hogy többségében a tengeraljazati átalakulás előrehaladtával csökken a mennyiségük a magmás kőzetben.

A kapott eredményekből készült, az óceánközépi hátság bazaltjának összetételére (MORB) (Sun, 1980) normált „spider” diagramon (30. ábra, B-C) jól látszik, hogy a nagy ionsugarú, kis iontöltésű nyomelemek (LILE) igen nagy változékonyságot mutatnak, míg utána a diagram lefutása viszonylag simának mondható mind a triász, mind a jura bazaltok esetében. Ez azzal magyarázható, hogy ezen nyomelemek a leginkább mobilisak (Hart, 1973, Wilson, 1989), tehát az utólagos folyamatok jelentősen befolyásolhatták a kapott értékeket. Megfigyelhető ha a LILE utáni részét tekintjük a diagramnak, hogy a jura bazaltok a MORB-okhoz képest gyengén szegényebbek, vagy ahhoz hasonló értékeket adnak, míg a triász bazaltok inkább ahhoz hasonlóak, vagy enyhén gazdagabbak nyomelemekben. Eszerint a jura bazaltok a referenciaterületek adataival összehasonlítva a N-MORB-okhoz állnak közelebb, de az ívmögötti bazaltokra és tholeiitkre is hasonlítanak (MORB-hoz képest csökkent nyomelemtartalom és viszonylag egyenes lefutás a LILE után, kis mértékben pozitív irányban kiugró Ce, és negatív irányban kiugró Nb érték), míg a triász bazaltok az izlandi kvarc-tholeiitkehez ill. bizonyos esetekben az E-MORB-okhoz állnak közelebb (Wilson, 1989).

A ritkaföldfémek és rokon elemek, vagyis a lantanidák és az aktinidák közül az U és a Th (azért ide is sorolhatók, mert tulajdonságaik hasonlóak a ritkaföldfémekhez, illetve részben a nagy térrejeű nyomelemekhez), illetve néhány egyéb csoport kis elektronegativitással jellemezhetőek, alapvetően ionos kötést létesítenek, de vízben mégis általában immobilisek, mivel az ionpotenciáljuk viszont nagy (3+, kivéve Eu, mert ott 2+). A nagy ionsugár miatt inkompatibilisek, de az a La-tól Lu-ig csökken, mert így csökken az ionsugár is (Wilson, 1989).

A ritkaföldfém geokémiai mérések eredményeiből készített kondritra (Boynton, 1984) normált „spider” diagramon (30. ábra, D-E) a legtöbb adat a tízszeres kondrit vonalához viszonylag közel esik, megközelítőleg egyenletes eloszlást mutat, ám a legtöbb triász kőzetben megfigyelhető a La-tól a Nd-ig (tehát a könnyű ritkaföldfémeknél) egy enyhe dúsulás, míg a jura bazaltoknál itt inkább egy gyenge kimerülés is tapasztalható. A triász kőzetek adatai egymással megközelítőleg párhuzamosan futnak, de a jura kőzetekről is hasonló mondható el, így megállapítható, hogy a két csoport egymástól különböző genetikájú, ám a csoportok tagjai között rokonság van. Fentiek alapján megállapítható, hogy a referenciaterületek közül a La-Nd-ig feldúsulást mutató minták leginkább az E-MORB-ok mezejébe, a többi kőzet körülbelül a N-MORB-ok/ívmögötti medencék mezejébe sorolható. Mindezt alátámasztják a La/Sm értékek is (ha ez az arány nagy, akkor könnyű ritkaföldfém dúsulásról beszélhetünk), hiszen a

triász kőzetek esetében mindig 1-nél nagyobb értéket kapunk, E-MORB eredetre utalva, míg a jura kőzeteknél ez az érték 1 alatti, vagy azt alig meghaladó, N-MORB eredetet jelezve (Wilson, 1989).

A platina csoport elemeire és a nemesfémekre változatos iontöltés és kis ionsugár jellemző. Általában elmondható, hogy az irídium-csoport tagjai kompatibilisek, a palládium-csoport tagjai inkompatibilisek (Wilson, 1989). Általában kis koncentrációkban vannak jelen ezen elemek, viszont hidrotermás körülmények között mobilizálhatóak (Wood, 2002). Hét jura és hét triász kőzetből állnak rendelkezésemre Au, Pt és Pd elemzések, és további négy jura és nyolc triász kőzetből áll rendelkezésemre Au elemzés eredménye. Megállapítható, hogy a jura kőzetekben háromban mutatható ki csak Au (0,001-0,008 ppm), egyben csak Pd (0,001 ppm) és egyben Au (0,008 ppm), Pt (0,06 ppm) és Pd (0,07 ppm) is. Ezzel szemben a triász kőzetekben nyolc esetben volt kimutatható Au (0,001-0,02 ppm) és kettőben Pd jelenléte (0,002 ppm).

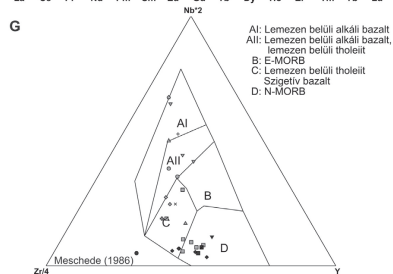
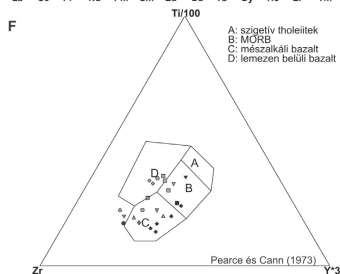
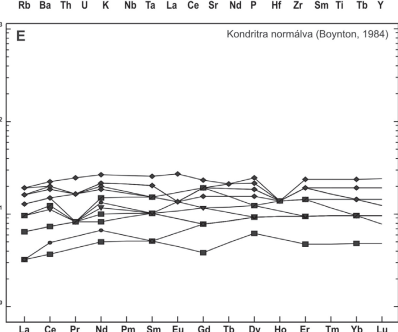
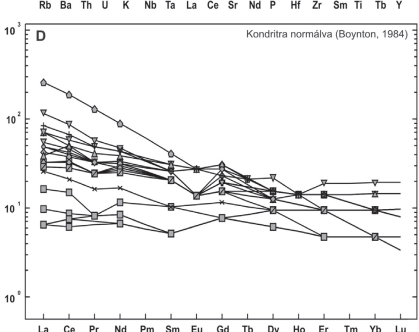
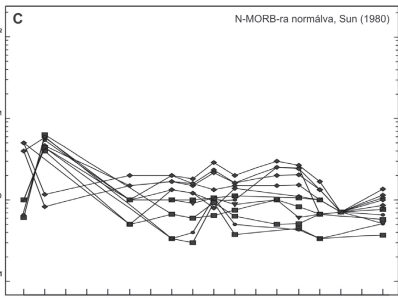
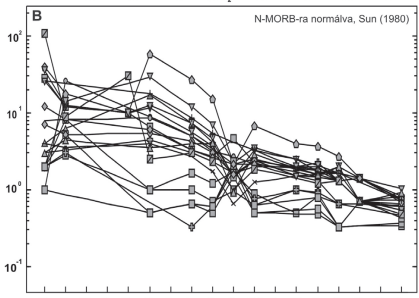
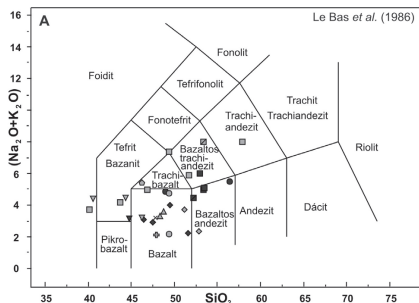
Mivel jelen kőzetek jelentős hidrotermás átalakulásnak voltak kitéve, érdemes lehetőleg az immobilis elemeket figyelembe venni az adatok kiértékelése során. Így a főbb következtetések levonását lehetőleg a Nb, Y, Zr, Ti-re próbáltam alapozni.

A Pearce és Cann (1973)-féle $Ti/100-Zr-Y*3$ diszkriminációs diagram (30. ábra, F) alapján a triász és a jura kőzetek két jól elkülöníthető mezőben helyezkednek el. Előbbi a lemezen belüli bazaltok mezejében és részben a mészkáli és az óceánközépi hátság bazaltok mezejébe helyezkedik el, míg utóbbi a mészkáli és óceáni hátság bazaltjainak mezejébe esik egyértelműen.

A Meschede (1986)-féle $2xNb-Zr/4-Y$ háromszögdiagram (30. ábra, G) alapján megállapítható, hogy egyes triász bazaltok a lemezen belüli bazaltok/tholeiitek, de vannak olyan triász és jura kőzetek is, melyek a lemezen belüli tholeiitek/vulkáni ív bazalt mezőbe tartoznak, míg a vulkáni ív bazalt/N-MORB-ok mezejébe is esnek egyaránt triász és jura bazaltok is. Ezzel együtt megállapítható, hogy a különböző korú kőzetek jól elkülönülő mezőket alkotva jelennek meg a diagramon.

4.6.3. Összefoglalás

A főlelem-geokémiai adatok alapján jól látszik, hogy a kőzeteket igen jelentős utólagos hatások érték. Megállapítható, hogy a jura kőzetek bizonyos szempontok szerint elkülönülnek a triász kőzetektől (ld. például a diszkriminációs és „spider” diagramok), ugyanakkor más megközelítésben ezek is a triász kőzetekhez hasonló jellemzőkkel bírnak (ld. például bizonyos összetevők változását, átalakulásokat). A nyomelem geokémiai vizsgálatok alapján a triász bazaltok eredetétől leginkább a lemezen belüli magmatizmus jelölhető meg, bár a gazdagodott óceánközépi hátság bazalt jelleg is megjelenik. Ezzel szemben a jura bazaltok esetében a szigetív mögötti, illetve MORB jelleg dominál, tehát elkülönülnek a triász korú kőzetektől.



30. ábra: A geokémiai vizsgálatok eredményei.

5. Diskusszió

5.1. A darnói, hruškovci, vareši és stragopetrai triász bazalt lelőhelyek összehasonlítása

5.1.1. A triász előfordulások vulkanológiai fáciesanalízise

A kutatott kibukkanásokban a bazalt, illetve kapcsolódó üledékek mindig önálló, jól lehatárolható blokkokban fordultak elő, kiszakítva eredeti kontextusukból. Egy-egy feltárásban több blokk is nyomozható volt, ám ezek kapcsolata többnyire tektonikus. Jól mutatja ezt nemcsak az egyes tömött illeszkedésű párnaláva blokkok eltérő fiatalodási iránya, de általában a fáciesek közötti átmenetet jelentő kifejlődések hiánya is. Éppen ezért a feltárásokban megfigyelt jelek vulkanológiai fáciesbe sorolásához alapvető fontosságú volt egy jól tanulmányozható, analógiaként használható terület vizsgálata.

A horvátországi Hrušovec kőfejtője a vizsgált területek közül az egyetlen, ahol jól dokumentálhatóan –bár szintén tektonikailag megviselt blokkok formájában– egy tengeralfazati vulkáni centrum összes vulkanológiai fáciese nyomozható (Palinkaš *et al.* 2008). A lávadóm központi zónájából származó koherens tömbök mellett az azt körülvevő tömött illeszkedésű párnák (benn a zebra-szövetű párnalávával), a párnák közti hialoklasztit breccsa mennyiségének folyamatos növekedésével kialakuló egyre disztálisabbnak értékelhető *in situ* párnaláva darabos majd izolált párnaláva breccsák alakultak ki, valamint ahol a láva a konszolidálatlan, nedves üledékbe érkezett, ott peperites fácies fejlődött ki. Jól látható tehát, hogy ez a terület kiváló analógiaként szolgálhat; ennek alapos ismeretével a többi tanulmányozott feltárás egyes blokkjainak vulkáni fáciese is meghatározható még akkor is, ha nem nyomozható a teljes vulkáni szerkezet.

A darnói-típusú bazaltokat feltáró kőfejtőkben és természetes kibukkanásokban döntő többségben jelenik meg a tömött illeszkedésű párnaláva fácies. Jellemző a hidrotermás ásványkitöltések (így hólyagüregek, cikk-cakk erek, folyási csatornák, zebra-szövetű párnaláva ásványsávjai stb.) és a párnák közötti kis mennyiségű hialoklasztit breccsa megjelenése. Gyakori, hogy egymással szomszédos blokkok fiatalodási iránya eltérő, és így a blokkok között tektonikus kapcsolat kimutatható. Azonban a fácies *in situ* hialoklasztit breccsába való fokozatos átmenete is megfigyelhető egyes feltárásokban (pl. Báj-pataktól északra található kőfejtő), de olyan lelőhely is ismert, ahol bár az átmenet nem nyomozható, különálló blokkként azonosítható akár az *in situ* hialoklasztit breccsa (pl. részél-tetői kőfejtő), akár a párnaláva darabos hialoklasztit breccsa (pl. hosszú-völgyi kőfejtő). Szinte mindegyik lelőhelyen nyomozható kisebb-nagyobb blokkok formájában a peperites fácies. Jellemzője, hogy vörös színű mikrites mészkő jelenik meg együtt a bazalttal. A (vulkáni kitorési centrumhoz képest)

leginkább távolinak nevezhető izolált párnaláva breccsa, valamint az egészen központi megjelenésű koherens bazalt sem azonosítható a vizsgált feltárásokban. Megállapítható tehát, hogy többnyire a láva forrásától távoli képződményekkel van dolgunk, ami alapvetően meghatározza mind a később tárgyalásra kerülő ásványtani-kőzettani jellemzőket, mind pedig a tengerlízati hidrotermás folyamatok sajátosságait. A hosszú-völgyi kőfejtőben megjelenő dolerit blokk egyértelműen a bazalt párnáknál mélyebb régiókból származik, feltételezhető, hogy a vulkanizmust tápláló zónából eredeztethető, és utólagos kiemelkedés révén került a párnalávákkal egy szintbe..

A vareš-smreka-i területen az alárendelt mennyiségben jelenlevő tömött illeszkedésű párnaláva mellett a peperites fácies jelenik meg, sőt, annak lávanyelvekből való fokozatos átmenete is nyomozható. Mindenhol jellemző a különböző hidrotermás kitöltések (hólyagüregek, cikk-cakk erek, stb.) jelenléte. Ezen a lelőhelyen további fácieseket nem ismertem fel, így itt a lávafolyás központi régiója, illetve az igazán disztális kifejlődések sem ismertek.

A Stragopetra-hegy egyes természetes és mesterséges kibukkanásaiban dominál a vörös mikrites mészkövet is tartalmazó peperites fácies, bár jellemző a tömött illeszkedésű párnalávák megjelenése is. Hasonlóan a fentebb említettekhez, itt is gyakoriak a hidrotermás ásványkiválások (hólyagüregek, cikk-cakk erek, zebra-szövetű párnaláva ásványsávjai, stb.), és nem jelennek meg sem az igazán központi, sem pedig az igazán távoli fáciesek.

Összességében véve tehát elmondható, hogy az analógiaként használt hruškovci példa kivételével mindenütt hiányoznak a lávafolyás központi és leginkább disztális kifejlődéseit tartalmazó blokkok. A központi zóna hiányának oka kereshető abban, hogy a többi fácieshez képest annak kiterjedése alárendeltebb (ld. Palinkaš *et al.* 2008 modellje). A disztális kifejlődés hiánya magyarázható lehetne azzal a ténnyel, hogy –amint az fentebb látható– az egyes blokkok jelentős tektonikai hatásoknak voltak kitéve a melanzs képződése, illetve a magyarországi előfordulások esetében a későbbi, tercier elmozdulások során. Így e kevésbé masszív disztális kifejlődések (melyek igen sok hidrotermás ásványt, üvegdarabot és kevés apró bazaltdarabot tartalmaznak) egyszerűen nem juthattak el a mai kibukkanások helyére az eróziós és tektonikai erőkkel szembeni kevésbé kompetens kőzetjellegeik miatt.

5.1.2. *A triász bazalt ásványtani és kőzettani jellemzőiből levonható következtetések*

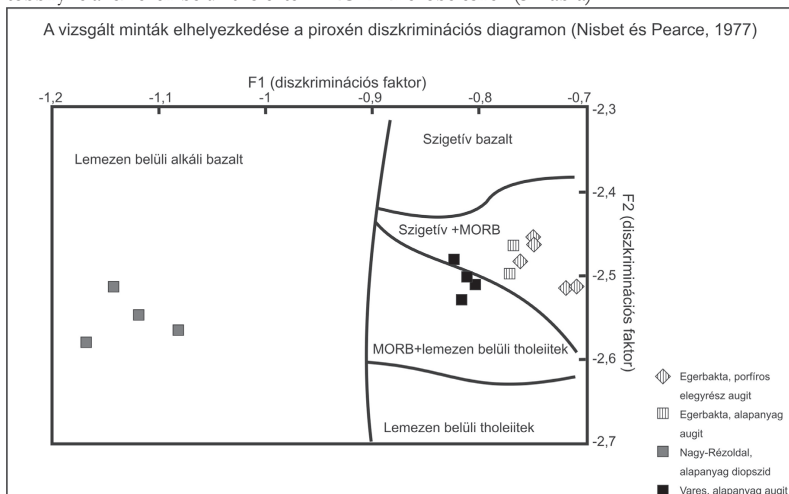
A Darnói-egység triász bazaltokat tartalmazó feltárásainak vizsgálata során bár összesen négy típust sikerült elkülöníteni (báj-pataki, reszel-tetői, mély-völgyi és nagy-rézoldali típusok), mégis megállapíthatóak közös, minden kőzetben megjelenő jellemzők. Mindegyik bazalt variolitos, ritkán intersztális, ill. a párnák felszínén pedig szferulitos szövetű, jellemző a vázkristályos plagioklászok, valamint az olivin utáni átalakok megjelenése, míg a porfirios

elegyrész méretű plagioklász valamint az apró klinopiroxén lécek előfordulása alárendelt. Az egyes felszíni kibukkanások alapos megismerése után lehetőség nyílt arra is, hogy az RM-131 és RM 136 sz. mélyfúrások bazaltjait is e fenti csoportok valamelyikébe besoroljuk. Jellemzőik alapján az A-típusba soroltak a reszel-tetői, a B-típusba soroltak a mély-völgyi, a C-típusba soroltak a nagy-rézoldali, míg a D-típusba soroltak a báj-pataki bazalt analógiáiként értelmezhetők.

Nemcsak a darnói bazalttípusok között figyelhetők meg szembetűnően hasonló szöveti jellegek, de a többi vizsgált lelőhelyen is. A darnói bazaltoknál leírt főbb jellemvonások, így a döntően variolitos (ritkán szferulitos és interszertális) szövet, a nagy mennyiségű üveges, mikrokristályos alapanyag, a vázkristályos plagioklász, az olivin utáni átalakok valamint a porfíros elegyrész méretű plagioklász és apró klinopiroxén táblák ritka előfordulása tehát általánosítható, kiterjeszthető ezekre a területekre is. Ettől egyedül a vareši lelőhely esetében van némi eltérés; ott a piroxének nem ritka, apró lécek formájában, hanem inkább táblákként jelennek meg és jellemző kőzetalkotók. Mindent összevetve a fenti szöveti jellegek egyöntetűen bizonyítják a vizsgált kőzetek igen gyors kihűlését és ezzel a lávafolyás központjától távolabbi származási helyet is. Mindezen felül a feltűnő szöveti hasonlóság hasonló képződési környezetre, azaz vulkanológiai fáciesre is utal.

Az ásványkéimiai elemzések részben igen hasonló, részben pedig különböző eredményekre jutottak. A plagioklászok esetében minden vizsgált helyen albit, esetleg albit-oligoklász határon levő összetételt kapunk (4. ábra). Mindez nemcsak az alapanyagban megtalálható, de a ritka porfíros elegyrész méretű földpátokra is igaz. Ez azt támasztja alá, hogy a nátriumban való dúsulás a kőzetet ért tengeraljazati hidrotermás átalakulás következménye, ami minden kőzetalkotóra egyformán hatással volt. A piroxének vizsgálatakor azonban nem volt ennyire egyveretű a kép; az eltérő mikroszkópi sajátosságok eltérő összetételt is takarnak. A Darnó-hegyen több helyütt is (pl. a Nagy-Rézoldalban), de másutt, így például a Stragopetra-hegyen is megjelenő apró, léces, erősen pleokroós klinopiroxének Morimoto (1989) osztályozása alapján a diopszid, míg a vareši lelőhelyről ismert táblás piroxének az augit mezejébe, vagy az augit-diopszid határra esnek (5. ábra). Nisbet és Pearce (1977) valamint Deer *et al.* (1995) is bemutatta, hogy bázisos kőzetekben a piroxének összetétele összefüggésben van a keletkezési körülményükkel, így az olvadék geokémiájával, bár kétség kívül szerepet játszanak egyéb tényezők is, mint például a keletkezési hőmérséklet vagy a kikristályosodás sorrendje, sebessége is. Ennek a ténynek Nisbet és Pearce (1977) szerint jelentősége lehet átalakult (pl. szpilitesedett) bazaltoknál is, hiszen ezekben az esetekben jellemző lehet a meglehetősen üde piroxén kristályok előfordulása az erősen átalakult alapanyagban, így a piroxének vizsgálatával a teljes kőzetről is releváns információ kapható. Esetünkben azonban némi ellentmondásra is jutottunk: Deer *et al.* (1995) szerint a viszonylag

magas kalcium-tartalmú augit általában az alkáli olivin bazaltokra jellemző, csakúgy, mint a diopszid megjelenése, viszont az alkáli bazaltok augitja titán-dús, a gyorsan hűlő bazaltoké pedig kalciumban szegény, szemben az általunk talált kalciumban dús, titánban szegény augitokkal. Ezzel némileg ellentétben Nisbet és Pearce (1977) a gyorsan hűlő bazaltok karakterisztikus jellemzőiként a magas Ca, Fe, Al és Ti tartalmat említi, amiből esetünkben az első három teljesül. E szerzők szerint a lemezen belüli alkáli bazaltok tipikus jellemzője a magas titán- és nátrium-tartalom mellett az alacsony szilícium-tartalom (és így a nagymértékű alumínium helyettesítés a tetraéderez pozícióban), míg a lemezen belüli tholeiitek klinopiroxénje esetében magas titán-, vas- és mangán-tartalom dominál. A vulkáni ív bazaltok esetében relatíve alacsony titán-, vas és mangán-tartalom jellemző, míg az óceánaljzati bazaltok (tholeiitek) esetében ennél valamelyest magasabb titán-tartalom (de lemezen belüli bazaltnál alacsonyabb értékek) a tipikus. Ezek alapján Nisbet és Pearce (1977) diszkriminációs diagramot is készített, amit használva a vizsgált piroxének összetétele némileg eltérő eredetre utal; a nagy-rézoldali piroxének egyértelműen a lemezen belüli alkáli bazaltok, míg a varešek többnyire a lemezen belüli tholeiitek+MORB mezőbe esnek (31. ábra).



31. ábra: A vizsgált piroxének a Nisbet és Pearce (1977)-féle diszkriminációs diagramon (F1 és F2 a kationok oxid%-os mennyisége és különböző állandók alapján lettek meghatározva).

Az összes lelőhelyen jellemző a hidrotermás ásványkitöltések általános megjelenése; hólyagüregek, cikk-cakk erezések, egykori folyási csatornák kitöltéseként, zebra-szövetű párnalávák ásványsávjaiiban, valamint a hialoklasztit breccsa cementjeként is. A hidrotermás paragenézisekben kalcit, kisebb mennyiségben pedig kvarc, klorit, epidot jelenik meg, míg lokálisan laumontit, prehnit is előfordulhat. A nagy mennyiségű kitöltés a viszonylag nagy víz-

kőzet arányra enged következtetni, míg a hólyagüregek megjelenése relatíve sekély vízmélységet jelez. Ez utóbbi magyarázata az, hogy csak kis nyomáson lehetséges a magma olyan mértékű kigázosodása, hogy hólyagüregek keletkezhesse (Skilling *et al.*, 2002), bár kétség kívül szerepet játszik a folyamatban a nyomás mellett a magma kemizmus is (az alkáli bazaltok általában gazdagabbak illókban, mint a tholeiiteselek) és a belőle felszabaduló fluidum összetétele, gőznyomása is (Jones, 1969, Moore, 1970 és Duffield, 1979).

Opak ásványok terén megfigyelhetők hasonlóságok és különbségek is. A makroszkóposan is szürke, vörösszürke bazalt esetében (Mély-völgy, Reszél-tető, mélyfúrások A és B típusú kőzetei, egyes hruškovci blokkok, Vareš, Stragopetra) általánosan elterjedt a hematit megjelenése mind az alapanyagban, mind pedig a különböző hidrotermás kitöltésekben. Szintén jellemző –elsősorban az alapanyagban– a pirit utáni hematit átalakok előfordulása, helyenként az eredeti pirit megőrződése mellett, másutt pedig anélkül. Pirit a makroszkóposan zöld, zöldesszürke bazaltokban (Nagy-Rézoldal, Báj-pataktól É kőfejtő, mélyfúrások C és D típusú kőzetei, egyes hruškovci blokkok) is megjelenik, ott azonban ritkább a hematitosodása. Mivel többségében egymás mellett találjuk meg a két ásványt, így olyan keletkezési körülményekre kell következtetnünk, ami mindkét ásvány számára megfelelő, ugyanakkor mivel a hematit szorítja ki a piritet, így a folyamat iránya is nyomon követhető. E két ásvány pH=7, vagy az alatt lehet egymással egyensúlyban, továbbá a pirit stabilitási mezijéből akkor léphetünk át a hematitba, ha a pH nő, vagy ha az oxidatív viszonyok erősödnek (Barton és Skinner, 1967). A hidrotermás folyamatok hőmérséklettartományának ismeretében (100-300°C a fluidzárvány mikrotermometriai és klorit termometriai mérések eredményei alapján), valamint figyelembe véve a bazaltos tengeraljzati vulkánokra jellemző átalakulás átlagos pH-ját (4-6, Rusinov *et al.*, 1980) megállapítható egy viszonylag szűk Log f_{O_2} tartomány (-31,5 és -33 között), ahol a pirit és a hematit egymással egyensúlyban lehet, így a redox viszonyok jól jellemezhetők. A piriten és a hematiton túl helyenként a felszíni mállási folyamatok ill. az alacsony hőmérsékletű tengeraljzati átalakulások is limonitosodást okoztak, akár pirit utáni átalak formájában is (ld. például Báj-patak természetes feltárásai). Mindezekon felül opak ásványok terén kalkopirit (pl. Mély-völgy, Reszél-tető, RM fúrások, Stragopetra, stb.), valamint vele együtt akár bornit (Mély-völgy, Báj-patak természetes feltárásai, RM fúrások) is megjelenik. Szemben a pirittel és hematittal, a bornit csak az alapanyagban, míg a csak kalkopirit szemcsék többnyire az alapanyagban, ritkábban azonban a hidrotermás kitöltésekben is előfordultak a vizsgált előfordulásokban. Hiába a többféle megjelenés, Rusinov *et al.* (1980) szerint egyaránt valószínűbb, hogy a későbbi, hidrotermás folyamatok eredményeként alakultak ki a szulfidok, és nem a bazaltos kőzetolvadék kéneltéltettsége következtében kristályosodtak.

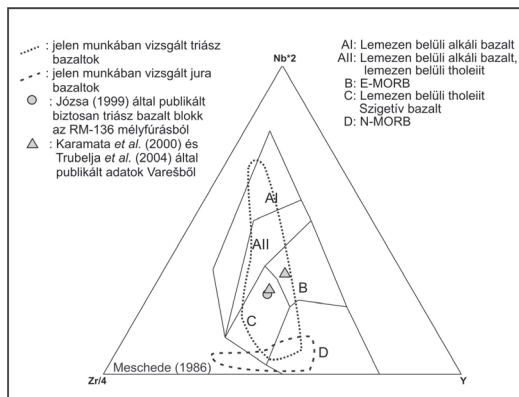
A peperites fáciesben a bazalttal keveredő mészkő minden lelőhelyen mikrites szövetű és jellemző benne az elvétve előforduló, bazaltéhoz igen hasonló megjelenésű plagioklász léctörédek és ritkán klinopiroxén törédek felbukkanása is. Ez a megfigyelés azt támasztja alá, hogy a bazalttal való keveredéskor a mai mészkő még mészszipaként volt jelen, tehát ténylegesen peperites fáciesről beszélhetünk.

5.1.3. *A triász bazalt geokémiai jellemzőiből levonható következtetések*

A kőzeteket igen jelentős utólagos hatások érték a felfűtött tengervízzel való kölcsönhatás, azaz hidrotermás folyamatok során (Hart, 1973). Ezért a további petrogenetikai következtetések levonására csak azok az összetevők alkalmasak, melyek immobilisek tengeraljzati hidrotermás átalakulások során (pl. Th, U, Hf, Zr, Nb, Ta, Ti, Y, P stb., ld. Wilson, 1989, Ni, Co, Cu, stb., ld. Karamata *et al.*, 2000). A makroszkóposan és mikroszkóposan is igen hasonló megjelenésű, különböző lelőhelyről származó, triász bazaltok vizsgálata során megállapítható volt, hogy bár előfordulnak kismértékű eltérések, az összes geokémiai elemzés adatai az –ősmaradványokkal is igazoltan– biztosan triász kőzetek (Stragopetra, Hruškovec, Mély-völgy egy blokkja, RM mélyfúrás egyik blokkja) által kijelölt mezőbe tartoznak a különböző diszkriminációs diagramokon, elkülönülve a később tárgyalásra kerülő, ugyanabban a melanzsban előforduló jura bazaltoktól. Az is megállapítható volt, hogy a ritkaföldfém spider diagramon lelőhelytől függetlenül mindegyik minta esetében tapasztalható volt kisebb-nagyobb mértékű feldúsulás a La-tól a Nd-ig, ami szintén karakterisztikus jellemzőnek tűnik, elkülönítve a kőzeteket a környező jura magmatitoktól (30. ábra).

Látható tehát, hogy geokémiai szempontból a triász bazaltok többnyire igen hasonlóan viselkednek, a vizsgálatok eredménye alapján tehát petrogenetikai kapcsolat feltételezhető. Származási helyül leginkább a lemezen belüli magmatizmus jelölhető meg, bár helyenként a gazdagodott óceánközépi hátság bazalt jelleg is megjelenik. Ez utóbbi ellen szól a nagy, mindig 4 feletti Zr/Y arány (Sun és McDonough, 1989), így összességében jogosan feltételezhető az előrehaladott riftesedési zónából való a származásuk.

A kapott eredmény egyezik a Karamata *et al.* (2000) által megjelölt eredettel (Vareš), míg ellentmond a Trubelja *et al.* (2004) (Vareš) és a Józsa (1999) (Darnó-hegy) által leírtaknak. Előbbi szerző az összes általuk tanulmányozott boszniai triász magmatitot (így a varešit is) a vulkáni ív bazaltok közé sorolja, míg utóbbi a darnói mélyfúrások bazaltjai esetében MORB eredetet állapított meg. Azonban, e vizsgálati eredményeket alaposabban szemrevételezve (azaz a melanzsból külön válogatva a biztosan triász blokkokat) az általam bemutatottakhoz hasonló eredményt kapunk e szerzők esetében is (ld. pl. Meschede, 1986 diszkriminációs diagramján, 32. ábra).



32. ábra: Korábbi munkák geokémiai elemzési eredményeinek összehasonlítása a jelen dolgozatban bemutatott eredményekkel.

5.2. A peperites fácies jelenlétéből levonható következtetések

A peperites fácies olyan körülmények között képződik, amikor a láva és a vízzel telített üledék között *in situ* kölcsönhatás jön létre egy nem explozív vulkánkitörés során (Skilling *et al.*, 2002). Ilyen lehetséges mind édesvízi, mind pedig sós vízi környezetekben, ám a geológiai háttér ismeretében ez utóbbira elegendő fókuszálni.

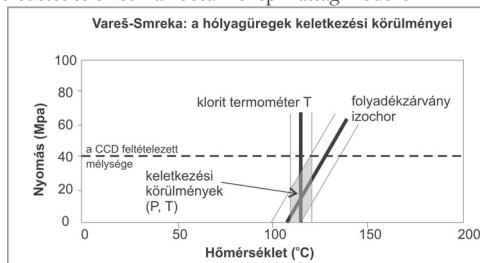
Tipikus óceánközépi hátság környezetben mésztartalmú üledékek csak a lávafolyás alján, vagy a tetején várhatóak (Garrison, 1972). Amennyiben a lávafolyás egy korábbi, már konszolidálódott karbonátos üledékbe behatol, úgy a sorozat alján/szegélyi zónájában megjelenhet a párnák között meszes üledék, ám ilyenkor speciális szöveti jellemzőként lemezes mészkő, jól lehatárolható szögletes klasztok, vagy akár termális kontakt hatás is kimutatható, jelezve, hogy a mészkő már konszolidált állapotban volt a párnalávák kialakulásakor (Garrison, 1972). A lávafolyás fedőjében, illetve a felső párnák közötti részeken előfordulhat pelágikus mészkő vagy egyéb üledékek megjelenése (Cann, 1974), ami poszteruptív üledékként értelmezhető, tipikus laminált szerkezet jellemző rájuk, amely párhuzamos a párnák teteje által kijelölt „vízszintes” iránnyal (Garrison, 1972). Amennyiben a tengeraljzati vulkán a hátság kiálló zónáiban jön létre, vagy éppen egy tengeraljzati lávadómot (*seamount*) vizsgálunk, kis mennyiségben a lávafolyás belső részeiben is találhatunk párnák közötti meszes üledéket, ami szineruptív, meszes iszapként (*ooze*) azonosítható, benne különböző, karakterisztikus bioklasztokkal (foraminifera vázák, kokkolitok, pteropoda vázák, kagylóhéjak, nanofossziliák) (Hopson *et al.*, 2008, MacDonald *et al.*, 2008).

A vizsgált lelőhelyeken ezek a fentebb említett tipikus szöveti bélyegek nem ismerhetők fel, sőt, a leírt jellemzők (pl. blokkos és egyéb peperit típusok, Skilling *et al.*, 2002)

arra engednek következtetni, hogy konszolidálatlan mészszip volt jelen a vulkanizmus kialakulásakor. Mindezt az is alátámasztja, hogy a bazalttal keveredő (ma már konszolidálódott) mészkőben nem ritkák a vulkáni eredetű kristálytörmelékek (pl. plagioklász). Ezek alapján tehát megállapítható, hogy a vörös mészkövet tartalmazó peperites fácies jelenléte nem tipikus óceáni hátság környezetre utal.

A peperites fácies megjelenése azonban nemcsak ezt a következtetést engedi levonni. A triász lelőhelyek esetében a mikrites mészszip jelenléte azt mutatja, hogy a bazalt-üledék keveredés a karbonát kompenzációs szint felett (CCD) kellett, hogy bekövetkezzen. Ezek alapján a tengervíz mélységére következtethetünk, hiszen a CCD pozíciója a juráig nyomozható a DSDP eredmények alapján: a középső-késő jura óceáni medencékben a CCD mélységére 4-4,5 km-es mélységet kapott Tjeerd (1975). Ez az adat azonban csak közelítésként fogható fel, hiszen ez nem a Neotethys történetéhez kapcsolható érték, és köztudott, hogy a Neotethys története során komoly növekedés/csökkenés is bekövetkezett a CCD szintjében (Dercourt *et al.*, 1986). Megjegyzendő azonban, hogy ehhez igen hasonló, 4 km-es vízmélységet jelölt meg Balla *et al.* (1980) is a darnó-hegyi magmatitok kialakulása kapcsán. Mindez megközelítőleg megadja tehát a peperites fáciest tartalmazó sorozatok maximális keletkezési mélységét, ami azonban tovább pontosítható. Az intenzív hólyagüregesedés kialakulása is a sekély vízmélységet támasztja alá, ami tovább pontosítható a hólyagüregek és a közet kihűléséhez kapcsolódó kalcit folyadék zárvány mikrotermometriai, és a vele színgenetikus klorit összetételéből számítható hőmérséklet együttes alkalmazásával. Ehhez olyan előfordulásra volt szükség, ahol egy részről a klorit egyidős a folyadékszárvány mikrotermometriai mérések által vizsgált kalcittal (az esetek többségében idősebb annál, csak a kitöltések falánál jelenik meg), más részről pedig nem tartalmaz szmektit közberétégezést. Erre egy lelőhely esetében, Varešnél volt lehetőség, ott a klorit termometria segítségével átlagosan 118°C-os keletkezési hőmérsékletet kapunk, míg a klorittal egyszerre kialakuló kalcitban található primer folyadékszárványok homogenizációs hőmérséklete átlagosan 108°C volt. A klorit termometria segítségével keletkezési hőmérsékletet határozhatunk meg, ezzel szemben a homogenizációs hőmérséklet csak minimum keletkezési hőmérsékletet jelöl; a befogódás valahol az ehhez kapcsolódó izochor mentén következett be. A fluidzárványok által meghatározható izochor és a klorit termometriai számítások alapján kalkulált keletkezési hőmérséklet metszete alapján a zárványok csapdázódása, így az ásványok kialakulása 15 MPa-os nyomáson következett be, ami 1,5 km-es vízmélységnek felel meg (33. ábra). Ez a CCD mélységénél szignifikánsan alacsonyabb tengervízmélységet jelöl. Bár a fentebb említettek miatt a többi triász lelőhelyen ilyen számítás nem volt elvégezhető, a mészszip jelenléte (és így CCD feletti képződési környezet), a nagy mértékű hólyagüregesedés, valamint a triász kőzetek között vonható komoly párhuzam ott is sekély vízmélységre enged következtetni. Összesítve

tehát megállapítható, hogy a peperites fáciesre jellemző szöveti bélyegek (ld. fentebb) és az itt bemutatott keletkezési mélységre vonatkozó információk egyaránt alátámasztják a riftesedéshez kötődő eredetet és elvetik az óceánközépi hátság modellt.



33. ábra: Keletkezési nyomás és hőmérséklet viszonyok meghatározása a vareš-smrekai hólyagüregek esetében.

5.3. A triász kőzeteket ért tengeraljzati hidrotermás folyamatok

A tengeraljzati bazaltok jelentős átalakuláson mennek át, mely jellemzői alapján Hart (1973) három főtípust különített el. Az első a primer hidrotermás átalakulás, mely jellemzően 300°C körüli hőmérsékleten zajlik le (pl. plagioklász albitosodása). A második a hűlés során bekövetkező hidrotermás folyamatok, melyek körülbelül 300-100°C között mennek végbe (pl. alapanyag kloritosodása, hidrotermás ásványok megjelenése erekben, hólyagüregekben, egyéb kiritülésekként). A harmadik pedig az alacsony hőmérsékletű átalakulások, melyek többnyire <50°C-os, hosszú tengervíz-kőzet kölcsönhatás alatt jönnek létre (pl. agyagásványosodás, a tengervíz Hart, 1973 szerint 2,5-5 km mélységig képes kölcsönhatásba lépni a bazalttal).

Munkám során főképp a triász időszaki bazaltokat ért hidrotermás átalakulásokra fókuszáltam, de összehasonlítást végeztem a jura kőzetekkel is. Ez egy részről azért is fontos, mert teljessé teszi az előző, 5.2. fejezet összehasonlítását, más részről pedig fontos következtetések vonhatóak le a hidrotermás folyamatok időtől független jellemzői tekintetében, ill. meghatározhatóak fontos befolyásoló tényezők is.

5.3.1. A hidrotermás folyamatok során keletkező kőzetátalakulási paragenézisek

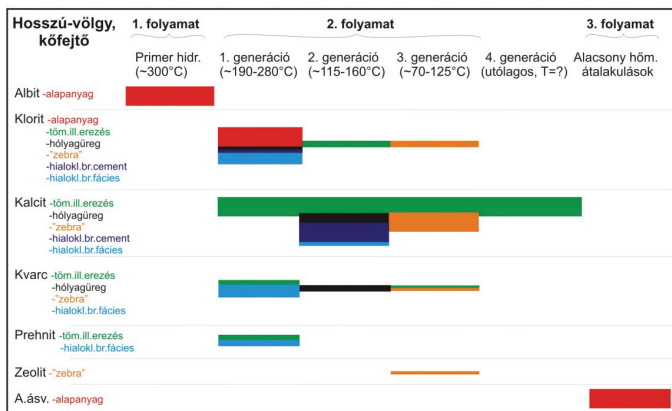
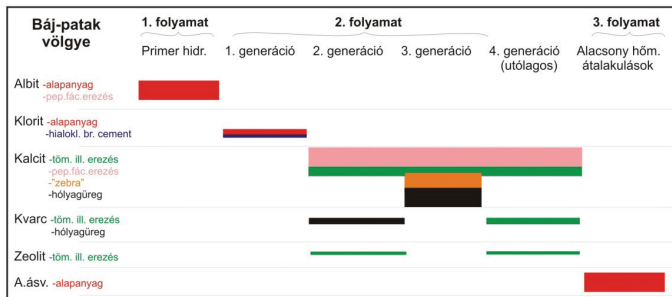
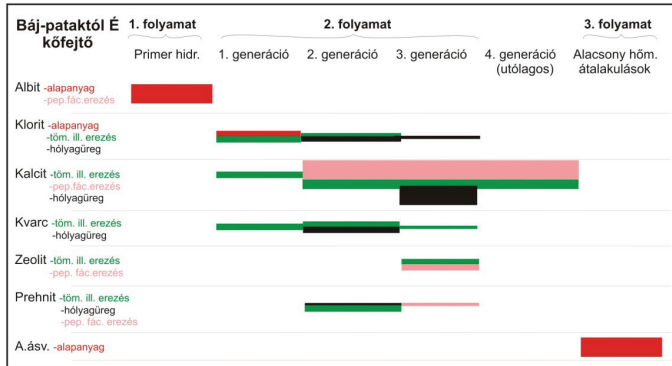
A Hart (1973) által leírt három folyamat, bár számos befolyásoló tényező lehet, az esetek többségében nyomonkövethető és felismerhető, amint az az általam vizsgált főbb lelőhelyek ásványparagenézisét bemutató ábrákon is látható (34. ábra). A primer hidrotermás folyamatként azonosítható kőzetalkotó plagioklász albitosodása minden vizsgált területen, így a triász és a jura bazaltokban egyaránt megjelenik. A folyamat kőzetalkotó ásványok kialakulása utáni voltát igazolják a fentebb bemutatott összetételi mérések is, hiszen egyaránt érintette az

alapanyagban található és a helyenként előforduló porfiros elegyrészként megjelenő plagioklaszokat is. Az átalakulás hőmérséklete Hart (1973) munkája alapján $\sim 300^{\circ}\text{C}$ -ra tehető.

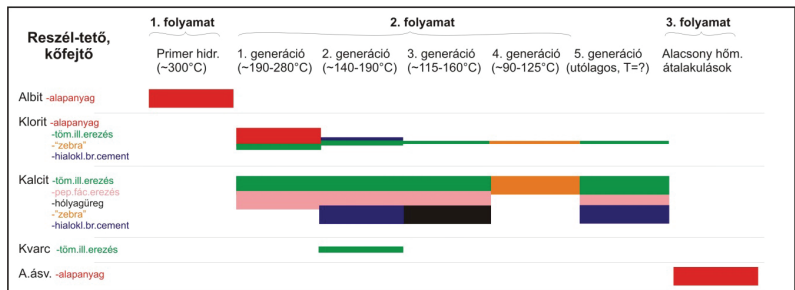
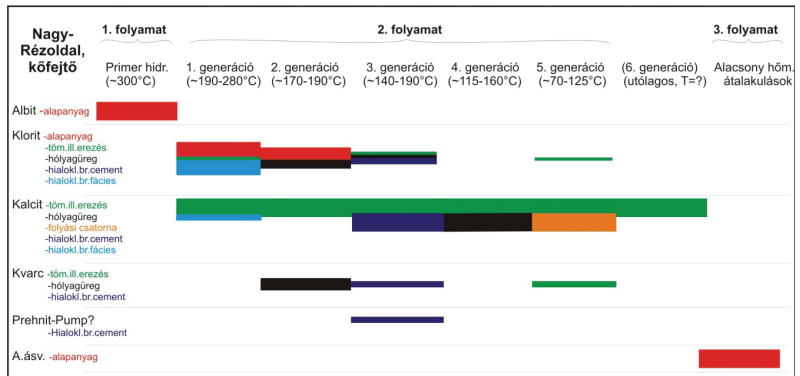
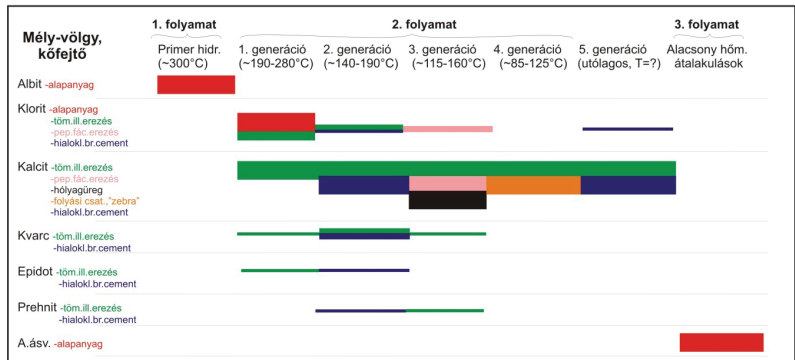
A bazalt hűléshez kötődő hidrotermás folyamatok több lépcsőjét is felismertem az egyes lelőhelyeken (34. ábra). E folyamat során alakultak ki az alapanyag kloritosodásán túl nemcsak a cikk-cakk erek, hólyagüregek, de az egykori folyási csatorna, a zebra-szövetű párnaláva ásványkitöltései, a különböző hialoklasztit breccsák cementje és a hajszálerek egy részének kitöltései is. Az ásványparagenezis helyenként több, míg másutt kevesebb ásványfajt számlál, továbbá egyértelműen némi különbség állapítható meg a triász és a jura párnalávák között. A folyamatok időrendjét részben petrográfiai megfigyelések, elméleti megfontolások, valamint folyadékszárvány mikrotermometriai és klorit termometriai mérések (ld. következő, 5.3.2. fejezet) alapján lehetett meghatározni. Az összes kőzetet kisebb-nagyobb mértékben érintő alapanyag kloritosodás korai folyamatnak tűnik, csakúgy, mint a gyakran előforduló, olivin utáni átalakok (klorit, kalcit) kialakulása. Bár a hajszálerek egy része egyértelműen későbbi folyamat eredménye, az is megfigyelhető, hogy előfordulnak korai, a kőzet hűlése során kialakuló hajszálerek is. A hólyagüregek kialakulása még magasabb hőmérsékleten is végbemehetett, mint a cikk-cakk ereké, hiszen utóbbihoz egyértelműen szilárd kőzetre volt már szükség. Helyenként több generációnyi hajszálér, illetve akár két generációnyi hólyagüreg (apró, magasabb hőmérsékletű, és nagyobb, alacsonyabb hőmérsékletű) is elkülöníthető volt.

A triász bazaltok hidrotermás kitöltéseinek ásványparagenezisére jellemző a kalcit megjelenése, alárendeltebb, de szinte mindig előfordul a klorit és a kvarc, míg az epidot, prehnit, zeolit és pumpellyit csak helyenként jelenik meg. Az is megállapítható, hogy a klorit legnagyobb mennyiségben a legkorábbi folyamatok során keletkezik, a kvarc többnyire a közepes hőmérsékleteken fordul elő, míg a kalcit legnagyobb mennyiségben a legkésőbbi, tehát az alacsonyabb hőmérsékletű (és leginkább kiterjedt) folyamatok reprezentálója. Ehhez a hidrotermás folyamatsorhoz tartozik a párnák közötti hialoklasztit breccsa és a különböző hialoklasztit breccsa faciesek cementanyagának kiválása is, hiszen azok az ásványok is a vulkáni kőzet által hirtelen felfűtött, majd lehűlt tengervízből váltak ki. Némi eltérés tapasztalható a két nagy csoport között; a triász kőzetek esetében párnák között található hialoklasztit breccsában többnyire domináns a kalcit és alárendelt a kvarc, klorit valamint az epidot megjelenése, ezzel szemben a hialoklasztit breccsa faciesben klorit, kvarc és prehnit a jelentős, míg a kalcit alárendeltebb. Ez a megfigyelés szintén felhívja a figyelmet arra, hogy a folyamatok pontosabb megismerése szükséges. Mindezekon felül, amint azt fentebb bemutattam, feltehetően e hidrotermás folyamatok részét képezi bizonyos opak ásványok kialakulása is (pirit egy része ill. hematit kialakulása), melyek alapján a rendszer oxidációs állapotára is következtethetünk (ld. 5.1.2. fejezet).

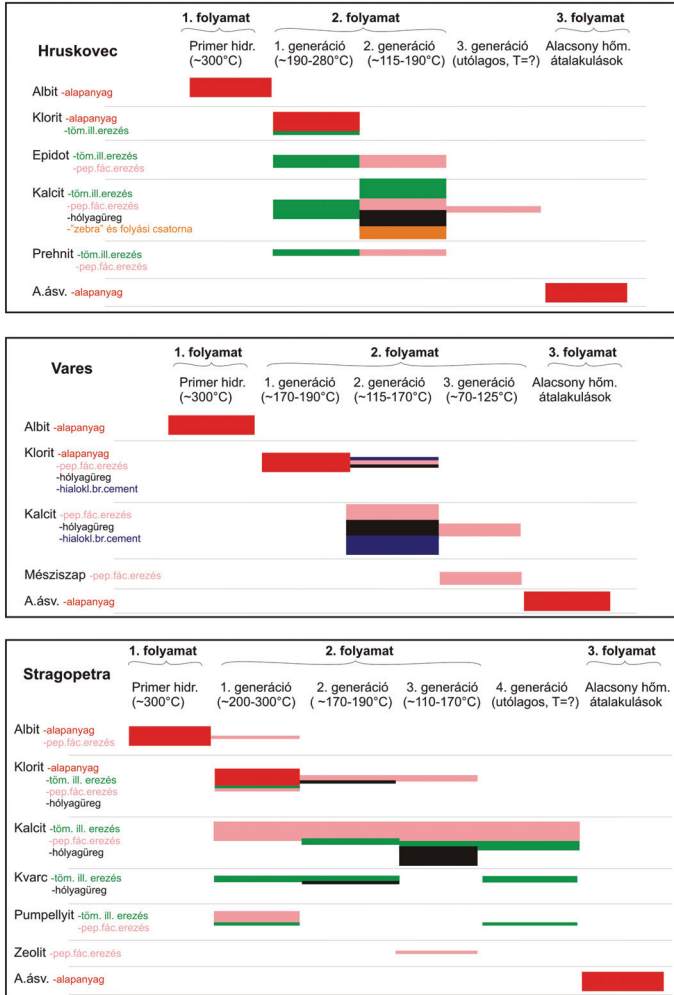
Kőzet-víz kölcsönhatás, illetve utólagos folyamatok során kialakult ásványok a különböző lelőhelyeken



folytatás az előző oldalról:



folytatás az előző oldalról:



34. ábra: A különböző trász lelőhelyeken megfigyelt hidrotermás ásványparagenezisek.

A harmadik folyamat, az alacsony hőmérsékletű átalakulás akkor jön létre, amikor a bazalt hosszú időn át ki van téve a már hideg tengervízzel való kölcsönhatásnak. E folyamat során Hart (1973) szerint K-gazdag agyagászványok keletkeznek. Ezt megerősítik, ill. kiegészítik Pichler *et al.* (1999), Alt és Teagle (2003) és Schramm *et al.* (2005) eredményei is, melyek szerint

elsősorban szeladonit, szaponit és vas oxi-hidroxidok képződnek ilyen környezetben, 5-100°C közötti hőmérsékleten, bár utóbbi szerző ritkábban illit-szmektit és klorit-szmektit kevert szerkezet előfordulását is jelzi. A vas oxi-hidroxidok, valamint a szeladonit képződése oxidatívabb környezetben jellemző (pl. lávafolyás szegélyi zónájában, ahol igen sok víz áll rendelkezésre), míg a szaponithoz redukтивabb környezetre, valamint a pH növekedésére van szükség (~8,5-re) (Pichler *et al.*, 1999). Az általam vizsgált területeken igen gyakori a vas oxi-hidroxidos mikrorepedések megjelenése, valamint a korábbi vas-ásványok vas oxi-hidroxiddá alakulása is, azonban azt nehézkes szétválasztani, hogy ezek kialakulása a tengeraljazati alacsony hőmérsékletű, vagy pedig a kőzet felszínre kerülésével kapcsolatos késői átalakulásokhoz kötődik. A rétegszilikátok közül leggyakrabban klorit-szmektit közberétegzést tudunk dokumentálni, ami az alapanyag mellett helyenként az üregekben is előfordul. Megjelenik azonban illit-szerkezetű (feltehetően szeladonit) és klorit-illit szerkezetű ásvány közberétegzése csakúgy, mint a szmektit önállóan is (alapanyagban, üregekben). Mindezek alapján megállapítható, hogy a mintákban egyértelműen azonosíthatók a Hart (1973) által említett harmadik folyamat, az alacsony hőmérsékletű átalakulások termékei is (34. ábra).

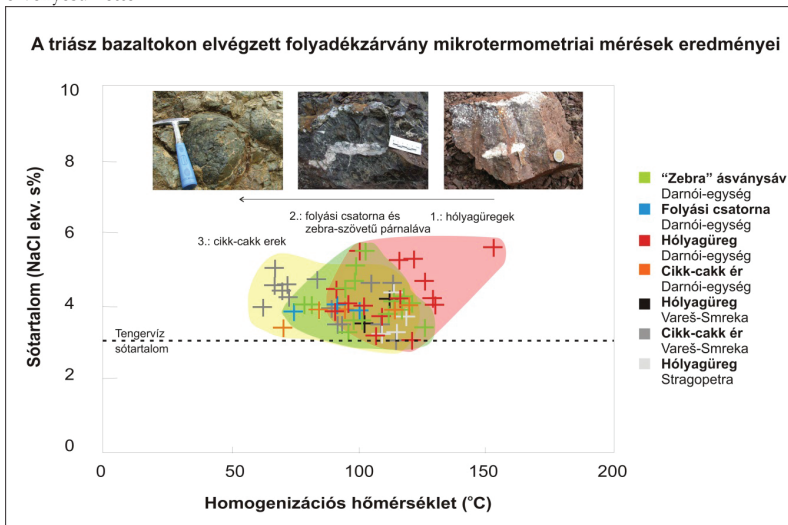
5.3.2. *A hidrotermás folyamatok nyomozása folyadékzárvány mikrotermometria és klorit termometria segítségével*

A klorit összetételén alapuló termometria számítások segítségével megbízhatóan nyomozhatóak azok a hidrotermás folyamatok is, ahol nincs lehetőség például folyadékzárvány vizsgálattal való hőmérséklet meghatározásra. Az elvégzett vizsgálatok alapján az alapanyagban, valamint az olivin utáni áalakban megjelenő klorit kialakulása 180-250°C között következett be, de hasonlóan nagy hőmérsékletet, 200-280°C-ot kaptam a legkorábbi hajszálerezésekből is. A folyamatok következő stádiuma az igen apró, csak klorittal, vagy esetleg klorittal és kvarccal kitöltött hólyagüregek kialakulása volt (170-200°C), de nagy hőmérsékletet (200-270°C) kaptam a ritka, nagyobb hólyagüregek falán, ill. bizonyos hűlési repedések falán kialakult kloritok esetében is. Az igen gyors hűlés bizonyítéka, hogy ez utóbbiak belsejében található kalcit már jelentősen alacsonyabb hőmérsékletet mutat (ld. lentebb). Alacsonyabb hőmérsékleten kialakult kloritot összesen két helyen sikerült azonosítani; a vareši bazalt hólyagüregében a kitöltő kalcittal egyértelműen szingenetikus klorit 114-120°C-os hőmérsékleten, míg az egerbaktai hűlési repedés szintén kalcittal egyidős kloritja 157°C-os hőmérsékleten keletkezett. Mindezek alapján megállapítható, hogy a mért eredmények a petrográfiai következtetésekkel összhangban vannak; a klorit többnyire a gyors hűlés korai szakaszaiban, magasabb hőmérsékleten keletkezett.

A hűléshez kötődő hidrotermás folyamatok pontosabb jellemzésére az egyes triász lelőhelyek hólyagüregeit, cikk-cakk erezését, folyási csatornáját és zebra-szövetű párnaláva ásványsávját kitöltő kalcitból készült folyadékszárvány mikrotermometriai vizsgálat. A választás nemcsak azért esett a kalcitra, mert az fordult elő mindenütt és legnagyobb mennyiségben, de azért is, mert az volt az egyetlen, ahol bár nehezen, de mérhető elsőleges folyadékszárványokat sikerült azonosítani. Általánosan megfigyelhető trend, hogy a legmagasabb homogenizációs hőmérsékletek (így minimum keletkezési hőmérsékletek) a hólyagüregekben ($Th(LV-L)=90-160^{\circ}C$), a legalacsonyabbak pedig a cikk-cakk erezésekben adódnak ($Th(LV-L)=60-120^{\circ}C$), míg a folyási csatornák és a zebra-szövetű párnaláva ásványsávjai köztes értéket adnak ($Th(LV-L)=75-130^{\circ}C$) (35. ábra). A viszonylag széles tartomány oka feltehetően az igen gyors hűlésben keresendő, amit igazolni látszik, hogy szerencsés esetben (ld. Mély-völgy) egy adott hólyagüreg falától a középső zónáig $146^{\circ}C$ -ról $114^{\circ}C$ -ra való hőmérsékletcsökkenést azonosítottam a folyadékszárványok vizsgálata alapján, de ezt támasztja alá az is, hogy a kitöltések falán előforduló klorit jelentősen magasabb hőmérsékleten keletkezett, mint a belsejében található kalcit. Fontos megjegyezni azonban, hogy míg a klorit termometria segítségével az adott ásvány keletkezési hőmérsékletét lehet meghatározni, addig a folyadékszárvány mikrotermometriai vizsgálatok során kapott homogenizációs hőmérséklet csak a minimum keletkezési hőmérsékletet adja meg, más, független nyomás, vagy hőmérséklet becslő módszer nélkül csak azt állíthatjuk biztosan, hogy a zárvány csapdázódása a homogenizációs hőmérsékletből kiinduló izochor mentén történt. Ha viszont ismert, vagy legalábbis közelíthető a keletkezési vízmélység (ld. előző, 5.2. fejezet), akkor meghatározható a nyomással korrigált hőmérséklet érték, azaz a keletkezési hőmérséklet. A vareši példa esetében meghatározott 1,5 km mély víz átlagosan körülbelül $10^{\circ}C$ -os korrekciót tesz szükségessé, míg a Balla *et al.* (1980) által is jelzett maximális vízmélységnek elfogadható 4 km-es tengervíz átlagosan körülbelül $20^{\circ}C$ -os korrekciót igényel. Ebből is látszik tehát, hogy e korrekció bár szükséges, az igen gyors hűlés szempontjából szinte elhanyagolható eredményre vezet.

A folyamatok másik fontos jellemzője az anyaoldat összetétele. A triász minták vizsgálata során gyakorlatilag minden esetben tengervíz körüli, vagy azt gyengén meghaladó sótartalom értéket kapunk (3,3-5,6 NaCl ekv. s%) (35. ábra). Az enyhén megnövekedett értéket a fluid-kőzet kölcsönhatással magyarázhatjuk. A folyamat során a másodlagos, víztartalmú ásványok keletkezésével nőhet a szalinitás a zárt, vagy majdnem zárt rendszerekben (Nehlig, 1991). Ez azt jelenti, hogy a fluidum H_2O -t „ad le” a kőzetnek ásványai átalakulása (hidratációja) során, míg a klorid ion a fluidumban marad, tehát lokálisan nagyobb lehet a sótartalom, mint a tengervízé. E zárt rendszerű reakció a bazaltnyelveken belüli repedésekben, illetve a hólyagüregekben valószínűsíthető kicsi víz/kőzet arány mellett jól magyarázza a kissé megemelkedett szalinitás értékeket. Ezt igazolja az a mély-völgyi

megfigyelés is, hogy egy adott hólyagüregben nemcsak a homogenizációs hőmérséklet, de a szalinitás is jelentősen csökkent a faltól az üreg belsejéig (5,56 NaCl ekv. s%-tól 3,87 NaCl ekv. s%-ig). Ezt az magyarázhatja, hogy az üreg fala mentén lokálisan jobban felmelegítette a bazalt a tengervizet, illetve a végbemenő kölcsönhatás eredményei is ott jobban érvényesülhettek.



35. ábra: A triász bazaltok különböző hidrotermás kitöltéseiben végzett folyadékzárvány mikrotermometriai mérések eredményeinek összehasonlítása. Jól látszik, hogy legmagasabb hőmérsékleten a hólyagüregek keletkeztek, majd a folyási csatorna és a zebra-szövetű párnaláva ásványsávjai következtek, végül pedig a cikk-cakk erek kalcitja alakult ki.

Az egy hólyagüregen belül tapasztalható, ill. a hólyagüregek és a cikk-cakk erek között is tapasztalható hőmérsékletcsökkenés egyértelműen a gyors hűlést támasztja alá, ám felveti azt a kérdést is, hogy miképpen tudott ilyen körülmények között kalcit kiválni, hiszen annak oldhatósága ilyen körülmények között retrográd (Holland, 1967). Erre magyarázatul szolgálhat egy részről az oldat NaCl-tartalmának csökkenése, vagy éppen a pH növekedése; ezek befolyásolják ugyanis a kalcit oldhatóságát (a CO_2 -tartalom mellett). Fontos megjegyezni, hogy a sótartalom tapasztalt kismértékű csökkenése nem magyarázhatja önmagában a kalcit kiválását ekkora hőmérsékletcsökkenés mellett, viszont a pH változása már elegendő lehet arra, hogy a kalcit ilyen körülmények között is kiváljon (Holland, 1967). A korábbiakból (pirit utáni hematit pszeudomorfózák) is látszik, hogy a pH növekedése egyáltalán nem volt lehetetlen ebben a folyamatban. A pH növekedése pedig kapcsolható a fluidumokk gázvesztéséhez. Mindez tehát azt is jelenti, hogy igen érzékeny, gyorsan változó rendszerre lehet következtetni.

Az ásványparagenezis vizsgálata során a különböző típusú hialoklasztit breccsák hidrotermás ásványokból álló cementjének kialakulása kapcsán is felmerült olyan kérdés, ami folyadékzárvány mikrotermometria és klorit termometria segítségével tovább nyomozható. E célból a hosszú-völgyi lelőhely esetében történtek mérések, hiszen ott jól tanulmányozható mind a párnák közötti térben kialakult, mind pedig a disztális fáciesként megjelenő hialoklasztit breccsa is. A cementanyagban megjelenő klorit keletkezési hőmérséklete mindkét esetben 220-280°C közöttinek adódott, továbbá a bennük található kalcit homogenizációs hőmérséklete is igen hasonló, 70-130°C közötti. Ha ez utóbbi értéket a területen valószínű legmagasabb nyomással korrigáljuk, akkor sem kapunk 85-150°C-nál magasabb keletkezési hőmérséklet értékeket, így itt is igen gyors hűlés feltételezhető. A többi hidrotermás kitöltéstől eltérő viszonylag alacsony, tengervíz körüli sótartalom értékek magyarázhatóak azzal, hogy itt nem beszélhetünk a hólyagüregekhez, repedésekhez hasonló gyakorlatilag zárt rendszerről, ahol volna lehetőség a sótartalom lokális megemelkedésére (Nehlig, 1991). Azonban, hogy míg a párnák közötti, kis mennyiségű breccsa cementjében gyakorlatilag csak kalcit és klorit található meg, addig a hialoklasztit breccsa fáciesben a klorit egyértelműen korai kiválás, utána nagy mennyiségben kvarc, kisebb mennyiségben prehnit képződött, és a kalcit csak az általuk üresen hagyott térben, legutolsó fázisként jelent meg. Sajnos itt a kvarcban nem lehetett folyadékzárvány vizsgálatokat végezni, viszont a hrůskoveci kőfejtő hasonló fáciesében a kvarc is vizsgálható volt, és benne 185°C-ról 120°C-ra való homogenizációs hőmérsékletváltozást észleltek (S. Borojević-Šostarić, Zágrábi Egyetem, szóbeli közlése), ami megerősíti a petrográfiai megfigyelések gyors hűlésre vonatkozó következtetéseit. Összességében véve tehát megállapítható, hogy körülbelül hasonló hőmérséklet tartományban zajlottak le a hidrotermás folyamatok a kétféle hialoklasztit breccsában, viszont a hialoklasztit breccsa fáciesben jelentősebb a magasabb hőmérsékleten keletkezett ásványfázisok részaránya.

A különböző triász előfordulásokon végzett fluidzárvány mikrotermometriai eredmények jól összehasonlíthatók a hrůskoveci adatokkal. A hrůskoveci szubmarin lávafolyás esetében magasabb (250°C-ig) hőmérsékleteket és nagy szalinitásértékeket (maximum 23 NaCl_{ekv.}s%-os) a fluidumok felforrására utaló jelenségekkel együtt a kriptodóm belső zónáiban azonosították (Borojević *et al.*, 2000). Ezzel szemben a hólyagüreges és „zebra” jellegű kiválásokban általában maximum 150°C-os hőmérsékletet, és alacsonyabb, a tengervízet közelítő, vagy tengervíz értékkel jellemezhető szalinitásértékeket kaptak (S. Borojević-Šostarić, Zágrábi Egyetem, szóbeli közlése). Mindezekből tehát az következik, hogy bár a többi vizsgált triász lelőhelyen nem tudjuk pontosan, hol van a szubmarin vulkanizmus központi tápláló csatorna, mégis az analógiák alapján megközelítőleg behatárolható, hogy egy szubmarin vulkáni centrumon belül térben hol helyezkednek el a képződmények. Mind a megtalálható vulkanológiai fáciesek mind a viszonylag alacsony homogenizációs hőmérsékletek

alátámasztják azt az elgondolást, hogy a vizsgált kőzetek az egész tengeralizati vulkáni rendszer kitörési központjától távolabbi, perifériális zónájában képződtek. A kitörési centrumra jellemző, a kőzet kristályosodását követő, a vulkáni szerkezet fő feláramlási csatornáin mentén kialakuló magas hőmérsékletű hidrotermás folyamatok e területek feltárásaiban hiányoznak. Ezzel szemben a jura párnalávák esetében tapasztalt magasabb hőmérséklet és szalinitás adatok, valamint a többi, a fluid-kőzet kölcsönhatás limitált voltára következtetni engedő jelenség azt sugallja, hogy azok a blokkok a tömött illeszkedésű párnaláva fácies feláramlási zónához, tehát a koherens párna zónájához közelebbi részből származhattak egy tengeralizati vulkáni komplexumnak.

A gyors hűlés egyértelmű bizonyítékai, valamint a folyamatokat egyértelműen uraló, a forró láva által felfűtött tengervíz arra enged következtetni, hogy a triász időszaki párnalávák esetében nem jött létre olyan hidrotermás fluidcirkulációs rendszer, mint ami az óceáni hátság környezetekben jellemző (Nehlig, 1991, Foustoukos és Seyfried, 2007). Mindez szintén azt a nézetet igazolja, hogy e kőzetek sokkal inkább izoláltabb, lemezen belüli vulkanizmus során jöttek létre, mintsem egy hátság vulkanizmus során.

5.3.3. A geokémiai vizsgálatokból levonható, hidrotermás folyamatokra vonatkozó következtetések (elemvándorlás, kőzet-víz arány)

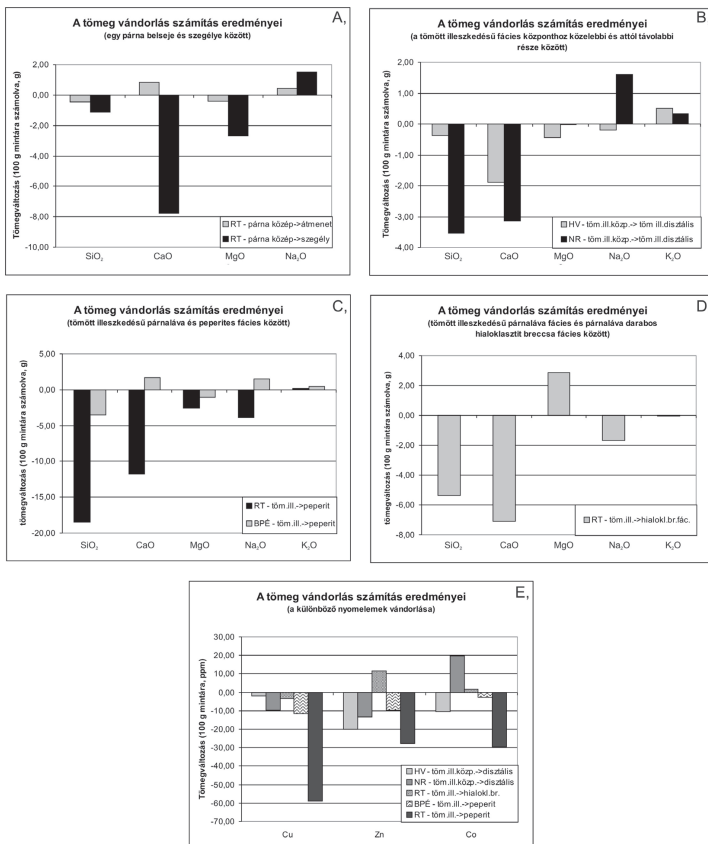
Amint arra korábban többek is rámutattak (ld. pl. Hart, 1973, Wilson, 1989, Józsa, 1999, Karamata *et al.*, 2000, stb.) tengeralizati bazaltos vulkanizmus során a geokémiai elemzések eredményeit nagy odafigyeléssel és megfelelő koncepciókkal szabad csak kezelni, hiszen számos kőzetösszetevő hidrotermálisan mobilizálódik ilyen környezetben. Mindezt az a tény is erősíti, hogy esetünkben több helyütt a bazalt nemcsak a tengervízzel, hanem vízzel telített üledékkel is érintkezik, ami további változásokat is okozhat (ld. pl. Mukherji, 1972, vizsgált több észak-magyarországi magmás-üledékes kőzetpárost, megjegyzendő azonban, hogy munkám során több általa egyidősnek vélt párról kiderítettem, hogy azok valójában későbbi folyamatok során kerültek egymás mellé). Ha azonban nem ragadunk meg a klasszikus értelmezési módszereknél, akkor egy –az érckutatásban már régóta használt– módszer, a tömeg vándorlás számítás (Mass Transfer Calculation, MTC, Grant, 1986, MacLean és Kranidiotis, 1987, Brauhart *et al.*, 2001 ill. Ulrich és Heinrich, 2002) segítségével további értékes információ nyerhető, hiszen így a tengeralizati hidrotermás folyamatok átalakulása az egyes elemek vándorlása szempontjából számszerűsítve is modellezhető. Mivel esetemben a geokémiai elemzésre szánt preparátumokat úgy készítettem, hogy lehetőség szerint a durva hólágüreges, vastagabb eres részeket elkerültem, így nyilvánvalóan a hűléshez köthető folyamatokat kevésbé reprezentálják a kapott eredmények (eltekintve az alapanyag kloritosodásától), de a többi folyamat nyomozására kísérlet tehető.

A számításokat különböző skálán lehet elvégezni (G-1 melléklet); vizsgálódhatunk egy párnán belül, a párna belsejétől a szegélyéig, vagy egy vulkanológiai fáciesen belül, a fácies kevésbé átalakult részétől a jobban átalakultig, de akár fáciesek közötti elemvándorlási különbség is nyomozható. Adatsoromból az Y, Zr és a Nb tűnt a leginkább immobil összetevőnek (alátámasztva a 4.6.2. fejezetben, a geokémiai adatok kiértékelésére vonatkozó feltételezést), így a számításokat ezek segítségével végeztem. Megállapítható volt, hogy amennyiben egy párnán belül vizsgáljuk a folyamatokat (36. ábra A), úgy a Hart (1973) által definiált első, vagyis a primer hidrotermás folyamat érvényesül leginkább, hiszen a párna közepétől a szegélyéig a CaO csökkenése mellett Na₂O növekedés tapasztalható, és mindez magyarázható a szegély fele egyre intenzívebb albitosodással. Kis mértékben a harmadik folyamat, a SiO₂ és az MgO csökkenésével járó alacsony hőmérsékletű átalakulás is megjelenik, elnyomva a második folyamathoz köthető alapanyag kloritosodás MgO növelő erejét. Ha egy fáciesen belül vizsgálódunk (36. ábra, B), arra a következtetésre juthatunk, hogy a primer hidrotermás folyamatok szerepe egyre alárendeltebb, míg az alacsony hőmérsékletű átalakulás növekszik. Az egyre disztálisabb fáciesek közötti átmenet esetén ez a trend csak erősödik (tömött illeszkedésű párnaláva fáciesből peperites fáciesbe, 36. ábra, C), ill. helyenként a hűléshez köthető folyamatok közül az alapanyag kloritosodás jelentős mértékű felerősödése észlelhető (tömött illeszkedésű párnaláva fáciesből párnaláva darabos hialoklasztit breccsa fáciesbe, 36. ábra, D). Ez utóbbi megfigyelést alátámasztják az ásványparagenezis vizsgálata során tett korábbi megfigyelések (a klorit túlsúlya) is.

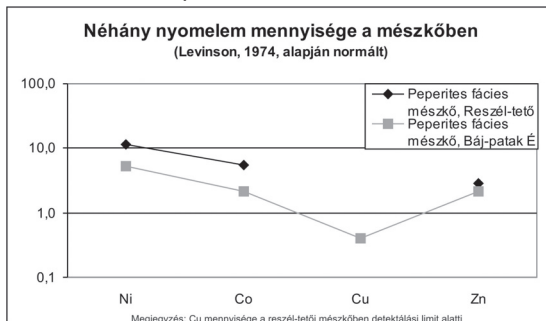
A különböző fémek vizsgálata során a réz esetében egyértelműen, míg a cink és a kobalt esetében a vizsgált lelőhelyek többségében lehetett következetes változást megállapítani. Az átalakultabb zónák felé haladva egyre jobban csökken a három elem mennyisége (36. ábra, E), ám míg a réz esetében a keveredő üledékes kőzetben alacsonyabb mennyiséget tapasztalunk, mint egy átlagos mészkőben (Levinson, 1974), addig a cink és a kobalt esetében a mészkőben dúsulás mutatható ki. A mészkőben ezeken felül még a nikkell dúsulása mutatható ki, ám ehhez nem társul következetes változás az egyre disztálisabb bazalt-változatokban (37. ábra).

Míndezeken felül az összetevők vándorlásának kiszámolása további hasznos következtetések levonását engedi meg. Shikazono *et al.* (1995) munkája alapján megalkottam azt a számítási módot, ami segítségével a víz/kőzet arány meghatározható, felhasználva a fenti számítások során kapott Mg értékeket. Az eljárás lényege, hogy feltételezi, a tengervíz átlagosan 1300 ppm Mg tartalma a kőzet-víz kölcsönhatás során teljes egészében beépül a bazaltba, így az átalakult és a relatíve üde kőzet MgO tartalma alapján a víz/kőzet arány számítható. Ez alapján az alábbi képletet hoztam létre:

$$W = ((Mg_{Ga}^{(ppm)} + Mg_{G_{corr}}^{(ppm)}) - Mg_{Su}^{(ppm)}) / 1300$$



36. ábra: A tömeg vándorlás számítás eredményei.



37. ábra: Néhány nyomelem mennyisége a mészkőben.

(ahol: W a víz/kőzet arány;

Mg_a az átalakult kőzetben található Mg mennyisége ppm-ben megadva;

Mg_{cor} az alacsony hőmérsékletű átalakulások során távozó Mg mennyisége ppm-ben megadva;

Mg_u a relatíve üde kőzetben található Mg mennyisége ppm-ben megadva)

Az alacsony hőmérsékletű átalakulás során távozó Mg mennyiségével azért kell korrigálni, mivel a hivatkozott forrás azt veszi alapul, hogy a tengervíz összes Mg-tartalma beépül a bazaltba. Mindezek alapján a triász bazaltok esetében a víz/kőzet arány általában 15-20 között változik, míg a vizsgált jura párnalávák esetében 5-10 a kapott érték. Ez alátámasztja azt a következtetést, amit a korábbiakban a hidrotermás ásványparagenezis és a folyadékszárvány mikrotermometriai mérések alapján vontam le.

5.4. A darnói triász tengeraljazati bazalt összehasonlítása a szarvaskői jura párnalávával

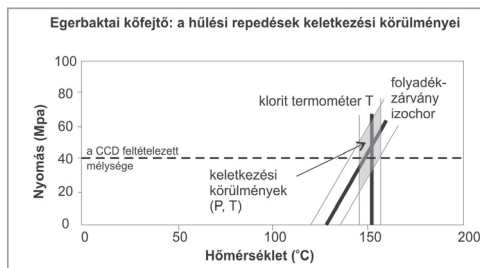
A korábbi munkák (pl. Balla *et al.*, 1980, Harangi *et al.*, 1996, Dosztály *et al.*, 1998, Pelikán *ed.*, 2005, stb.) például tektonikai helyzet, geokémiai elemzések alapján többnyire elkülönítették a darnói vulkanitokat a szarvaskői bazalttól. Azonban azok igen hasonló megjelenése (párnaláva), illetve sokkal inkább az egymáshoz térben igen közeli előfordulása (akár 300 m távolság, ld. Hosszú-völgy különböző feltárásai, ill. Egerbakta és Reszél-tető közötti távolság) indokoltá teszi a részletesebb összehasonlítást annak érdekében, hogy további támpontokat adjunk a képződmények akár terepi elkülönítéséhez is.

5.4.1. A darnói (triász) és a szarvaskői (jura) kőzetek összehasonlító vulkanológiai fáciesanalízise

Míg a darnó-hegyi bazalt feltárásokban a Palinkaš *et al.* (2008) által leírt hat vulkanológiai fáciesből négy felismerhető volt (tömött illeszkedésű párnaláva, *in situ* hialoklasztit breccsa, párnaláva darabos hialoklasztit breccsa és peperites fácies), addig a szarvaskői előfordulásokban összesen három ismert. A leggyakrabban előforduló típus a tömött illeszkedésű párnaláva, ahol a hidrotermás ásványkötésekben szegény párnák, lávanyelvek között kis mennyiségben hialoklasztit breccsa is található. E fácies jelentős túlsúlyára többféle magyarázat is adódhat; elképzelhető például, hogy a blokkok tulajdonságaiaknál fogva jobban meg tudtak őrizni a későbbi folyamatok során, ám az is felmerülhet, hogy a vulkanizmus méretében, a létrejövő magma mennyiségében volt különbség a triász és jura folyamatok során. A vizsgált területen egy feltárásban sikerült azonosítani egy kisebb blokk párnaláva darabos hialoklasztit breccsát, valamint egy blokkot, ami a peperites fáciest (s.l.) reprezentálja. Ez utóbbi esetében a darnói példákhoz képest jelentős különbség, hogy a bazalttal nem vörös mészkő, hanem fekete, finomszemcsés anyag keveredik, ami mikroszkópos megfigyelések alapján egy teljes mértékben hidrotermás ásványokká (főképp

albit, kvarc) alakult, szövete és szemcsemérete alapján egykor szilikiklasztos üledékes kőzet, aleurit lehetett.

Mivel a jura kőzetek esetében a bazalt nem mésziszappal, hanem finomszemcsés szilikiklasztos üledékkal (aleurit) keveredett, így feltételezhető, hogy ebben az esetben nem volt lehetőség karbonátos üledékképződésre, azaz CCD-nél mélyebb környezet vázolható fel. Ez a kép tovább árnyalható a kőzetben található ritka, elsődleges, hűlés során kialakuló erezések ásványparagenezisének vizsgálatával. Az érben található kalcit és klorit a petrográfiai bélyegek alapján egymással egyszerre keletkezett, a kalcit folyadékzárványaiban mért homogenizációs hőmérséklet, így a minimum keletkezési hőmérséklet átlagosan 128°C volt, míg a klorittermometriai számítás 157°C-ot adott. Ezek alapján a triász példa esetében ismertetett módszerrel a keletkezési körülményekre 57 MPa-os nyomást kapunk, ami 5,7 km vízmélységnek felel meg (38. ábra). Ez megerősíti azt a fenti megállapítást, hogy a szarvaskői jura bazaltok a darnói-típusú, triász időszaki magmatitoknál jelentősen nagyobb vízmélységben keletkeztek.



38. ábra: Keletkezési nyomás és hőmérséklet viszonyok meghatározása az egerbaktai hűlési repedés esetében.

Összességében tehát elmondható, hogy mindkét bazalttípus esetében a lávafolyás központjától távolabbi fáciesek ismertek, hasonlóan, többnyire egymással tektonikus kapcsolatban levő blokkok formájában. Jelentős különbség az, hogy a jura kőzeteknél jellemző a tömött illeszkedésű párnaláva túlsúly, valamint az is, hogy a peperites fáciesben különböző üledéktípusok fordulnak elő.

5.4.2. A darnói (triász) és a szarvaskői (jura) bazalt ásványtani és kőzettani jellemzőinek összehasonlítása

A triász és jura párnalávák között többnyire már a makroszkópos vizsgálatok során különbség figyelhető meg; míg az előbbi döntően finomszemcsés, kézinaagyítóval sem különíthetőek el benne ásványszemcsék (afanitos szövetű), addig utóbbiban durvabb kristályok is megfigyelhetők, és a porfirós elegyrész méretű plagioklász lécek általában elkülöníthetőek (porfirós szövetű). E makroszkópos különbség a petrográfiai vizsgálatok

alapján tovább árnyalható. A darnói bazalt leginkább variolitos szövet jellemző, igen sok finomszemcsés, mikrokrisályos, üveges alanyaggal, ezzel szemben a szarvaskői kőzet általában intersztális szövetű, porfíros jellegű, kevés mikrokristályos, üveges anyaggal. Nemcsak a szövetben, hanem az ásványos összetételben is van különbség. A triász kőzetben a vázkristályos plagioklászok mellett többnyire olivin utáni kalcittal, klorittal töltött átalakok jelennek meg, továbbá az apró, léces klinopiroxének szerepe alárendelt, ezzel szemben a jura bazaltban két mérettartományban (porfíros elegyrész és alanyag) jelenik meg a jókristályos plagioklász és klinopiroxén is. Mindezeket a típusterületekre jellemző elkülönítő bélyegeket használva kérdéses helyzetű feltárások, kőzetek is nagy biztonsággal meghatározhatóak. Így megállapítható volt, hogy a jó ismert szarvaskői és egerbaktai területen túl a Reszél-tetőtől északra, a völgyoldalban található természetes feltárás, valamint a darnó-hegyi Hosszú-völgyben több természetes feltárás is jura bazaltot tartalmaz, a triász bazalt tőszomszédságában. Sőt, a Darnó-hegyen mélyült mélyfúrások vizsgálata során rögzített, ott E-típusúnak nevezett bazalt is szarvaskői-típusúnak, tehát jura időszakinak mondható, alátámasztva a Kovács *et al.* (2008) által bemutatott rétegsort, ahol a kort a bazalttal keveredő üledékes anyag radioláriái alapján határozták meg.

Az ásványkémiai vizsgálatok során is merültek fel hasonlóságok és különbségek. A szarvaskői jura párnalávák plagioklászai –hasonlóan a darnói triász bazaltéhoz– albitos összetételű, ami igaz nemcsak az alanyag plagioklászaira, hanem a porfíros elegyrész méretűekre is. Mindez a tengeraljzati hidrotermás folyamatok eredményének tekinthető. Az üde klinopiroxének összetételében azonban eltérés tapasztalható a két kőzettípus között. A SEM+EDS mérések adatai alapján jura bazaltban mindkét mérettartományú klinopiroxén egyértelműen az augit mezejébe esik Morimoto (1989) osztályozása szerint, míg a darnói kőzet apró léces klinopiroxénje diopszidos összetételt mutat (5. ábra). A gyorsan hűlő rendszerből kristályosodó augitra jellemző nagy Ca, Fe és Al értékek (Nisbet és Pearce, 1977) a jura bazaltoknál nem annyira dominánsak, mint a triász kőzetek esetében, bár a Ca és Al tartalom viszonylag nagyknak mondható ez utóbbiak esetében is. A piroxének által jelzett keletkezési környezet is eltér; míg a triász bazalt esetében lemezen belüli magmatizmusra utal az ásványok összetétele, addig a jura kőzet esetében a szigetív vulkanizmus és MORB közös mezejébe esnek a mért értékek (31. ábra) (Nisbet és Pearce, 1977).

A kőzetekben megfigyelhető opak ásványok vizsgálata során megállapítható volt, hogy míg a pirit és a kalkopirit mindkét típusban előfordul, addig a bornit és a hematit csak a triász bazaltokra jellemző. Ez utóbbi arra enged következtetni, hogy a jura bazalt esetében kevésbé volt oxidatív a környezet, mint a triász kőzeteknél (Barton és Skinner, 1967).

5.4.3. A darnói (triász) és a szarvaskői (jura) bazalt geokémiai jellemzőinek összehasonlításából levonható következtetések

Mind a darnói, mind pedig a szarvaskői bazaltot hasonló utólagos átalakulások érték, a tengervízzel való kölcsönhatás miatt (Hart, 1973), így a kapott adatokat kellő körülményekkel kell kezelni. Következtetéseket levonni leginkább a vizes közegben közismerten immobil, ilyen mód az átalakulások során érdemben nem változó összetevők alapján célszerű (pl. Hf, Zr, Nb, Ti, Y, ritkaföldfémek, ld. Wilson, 1989).

A többségben nyomelemösszetételen alapuló diszkriminációs diagramok segítségével megállapítható volt, hogy darnói-típusú, triász kőzetekre leginkább a gazdagodott óceánközépi hátság/lemezen belüli alkáli bazalt eredet a jellemző. Ezekkel szemben a szarvaskői-típusú bazaltoknál gyakorlatilag egyértelműen a szigetív bazalt/tholeiit (esetleg N-MORB) jelleg az uralkodó. A ritkaföldfémekre és nyomelemekre készített spider diagramok alapján is különbségek észlelhetők; míg a darnói kőzetek többnyire az E-MORB mezejébe esnek, addig a szarvaskői kőzetek az N-MORB összetételét, vagy az ív mögötti bazaltok gyenge, N-MORB-hoz képesti nyomelemben való elszegényedését mutatják. A ritkaföldfémek tekintetében a triász kőzetekre jellemző, La-tól Nd-ig való enyhe dúsulás a jura bazaltokban nem nyomonozható, ami szintén segít az elkülönítésben (30. ábra).

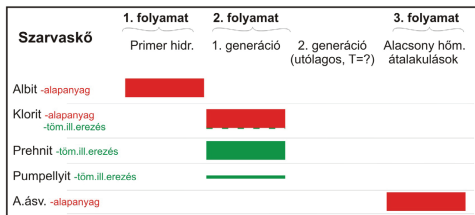
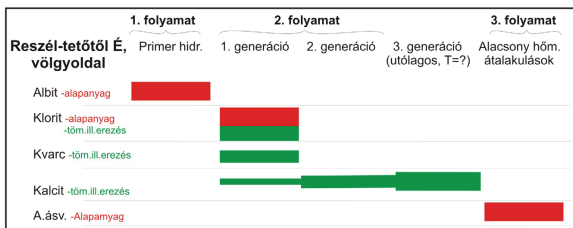
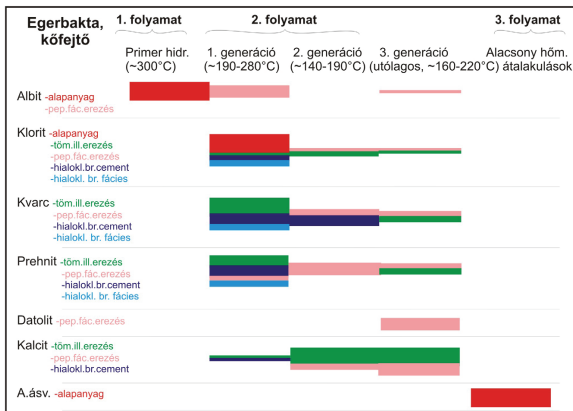
Vizsgálataim alapján tehát megerősíthető, hogy a két típus, a triász és a jura bazaltok a geokémiai jellegek és az egykori geotektonikai helyzet szempontjából alapvetően eltérnek egymástól. Kijelölhetők tehát azok a „mezők”, amelyek a triász, és amelyek a jura bazaltokra jellemzőek, így a korábbiakban taglalt makroszkópos és mikroszkópos vizsgálatokon túl a geokémiai elemzések is segítséget nyújthatnak a bizonytalan helyzetű blokkok meghatározásában.

5.4.4. A darnói (triász) és a szarvaskői (jura) bazaltban nyomonozható hidrotermás és utólagos folyamatok összehasonlításából levonható következtetések

A tengeralfizikai hidrotermás folyamatok eredményeit tekintve is figyelhetőek meg hasonlóságok és különbségek is. Ha mindkét típus esetében a tömött illeszkedésű párnaláva fáciesre koncentrálnunk, mindenhol előfordul a plagioklászok albitosodásán túl a különböző hidrotermás ásványkiktöltések megjelenése, azonban míg a triász bazalt esetében a hólyagüregek, cikk-cakk erek, folyási csatornák előfordulása a domináns, addig a jura párnaláváknál alárendelt, gyakorlatilag csak néhány hajszálér jelenik meg. Szemben a triász kőzetekre jellemző, fentebb bemutatott ásványparagenezissel, a jura kőzetekben domináns a klorit, prehnit és kvarc megjelenése, és alárendelten fordul csak elő a kalcit és a pumpellyit (39.

ábra). Itt is igaz azonban, hogy a klorit és a kvarc a korábbi, míg a kalcit a későbbi kiválásokban jellemzőbb. Ez az ásványparagenezisek közötti különbség előrevettti, hogy bár igen hasonló folyamatok zajlottak le a triász és a jura párnalávák esetében, valami különbséget mégis kell keresnünk. Feltehető, hogy egyebek mellett a víz-kőzet arány is eltérő lehetett a két típus esetében, ami miatt a jura bazaltnál csak limitált kölcsönhatás ment végbe, amire magasabb hőmérséklet és kisebb víz/kőzet arány volt jellemző.

Kőzet-víz kölcsönhatás, illetve utólagos folyamatok során kialakult ásványok a jura lelőhelyeken



39. ábra: A jura kőzetekben megjelenő hidrotermás ásványparagenezis.

A szarvaskői terület esetében fontos megjegyezni továbbá, hogy a hűléshez kötődő tengeraljazati hidrotermás folyamatok során képződött ásványparagenezis igen hasonló a területről leírt alpi, kis fokú metamorfózis által létrehozott ásványparagenezishez (ld. pl. Árkai, 1983, Sadek Ghabrial, 1996, Árkai *et al.*, 2001, stb.), így e kettő folyamat olykor nehezen elkülöníthető. Előfordul, hogy makroszkópos és mikroszkópos bizonyíték egyértelműen adódik (pl. a párnák határain átmenő erezések és ezek átalakulási zónái a metamorfózishoz, míg a vékony, rövid hűlési repedések a hidrotermás folyamatokhoz kötődnek), ám a többi esetben a szétválasztás itt nem lehetséges.

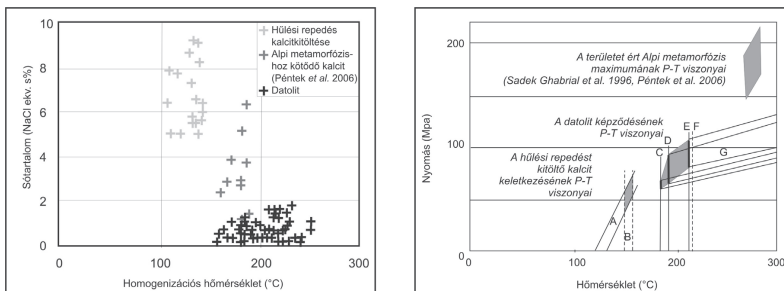
Míg az alapanyag kloritosodása a triász kőzetekhez egészen hasonló hőmérsékleten ment végbe a jura korú egerbaktai párnalávák esetében, a későbbi folyamatokban már megfigyelhető különbség. Már az ásványparagenezis és a petrográfiai megfigyelések is utalnak eltérésre; a jura kőzetekben szignifikánsan kisebb a hidrotermás kitöltések mennyisége, és csak vékony, rövid hűlési repedések észlelhetőek, hólyagüregek, folyási csatornák, zebra-szövetű párnaláva egyáltalán nem fordul elő. Az erezések kalcitjában folyadékzárvány mikrotermometriai mérésekkel meghatározott homogenizációs hőmérséklet átlagosan 129°C-nak adódott, míg a klorit termometria segítségével 157°C-ot kapunk. Ez alapján a keletkezési mélység 5,7 km-nek adódott, ami megmagyarázza azt is, hogy miért nem találunk hólyagüregeket a kőzetben (ld. Skilling *et al.*, 2002). A triász kőzetek hűlési repedéseinél nagyobb hőmérséklet csakúgy, mint az eltérő sótartalom (átlagosan 6,75 NaCl ekv. s%) magyarázza az eltérő ásványparagenezis kialakulását, sőt, arra is utal, hogy az ott megfigyelhetőnél limitáltabb fluid-kőzet kölcsönhatás zajlott itt le. Ez esetben a közel zárt rendszer, igen kis mennyiségű fluidum, nagy mennyiségű kőzet kölcsönhatása révén akár a tengervízhez képest jelentősen megnövekedett szalinitás értékek is kialakulhattak (Nehlig, 1991).

A kőzetet ért későbbi folyamatokkal kapcsolatosan érdekesség, hogy a darnó-hegyi Hosszú-völgy darnói-típusú bazaltjában megfigyelhető utólagos kvarc-prehnit erek, telérek megjelennek ugyan azon völgy szarvaskői-típusú bazaltjában is. Az erek képződési körülményeit vizsgálандó folyadékzárvány mikrotermometriai mérések készültek, ami alapján a telér falától a belseje felé csökkenő, 168-110°C-os minimum keletkezési hőmérséklet (homogenizációs hőmérséklet) és 1,9-3 NaCl ekv. s% szalinitás határozható meg. A folyadékzárvány vizsgálatok eredményei, ill. az ásványparagenezis is részben hasonlóak a Péntek *et al.* (2006) által bemutatott, a területet ért kisért alpi metamorfózis során létrejött erezések adataihoz (Th=160-190°C, 1-6 NaCl ekv. s%). Szemben a Péntek *et al.* (2006) által vizsgált lelőhelyekkel (Tóbérci kőfejtő és környezetének gabbró előfordulásai), a hosszú-völgyi telérek esetében azonban nem volt lehetőség a folyadékzárvány homogenizációs hőmérsékletek nyomással való korrigálásra, így esetünkben csak a minimum keletkezési hőmérsékletek

adhatóak meg, a folyamat jellemzői tovább nem pontosíthatóak. Az egerbaktai kőfejtőben felismert utólagos, a prehnit, kvarc, albit, kalcit és klorit mellett datolitot is tartalmazó erezés esetében azonban lehetőség volt a hőmérséklet-nyomás viszonyok pontosabb megállapítására a nem elegyedő metán-víz-NaCl rendszerből datolitba csapadékszárványok segítségével. Mivel a befogódás nem elegyedő rendszerből történt, így mintánként a víz-gazdag zárványok között megfigyelt legalacsonyabb homogenizációs hőmérséklet jelzi a befogódási hőmérsékletet (Roedder, 1981), ami így esetünkben a szivacsos, ér falához közelebbi datolitnál 160°C-nak adódott, míg az ér belsejében megfigyelhető, víztiszta ásványban 210°C az uralkodó, amit megerősített az ér kloritjának elemzése alapján készült termometriai számítások átlaga is. Ez utóbbi tény arra is rávilágít, hogy bár a klorit termometriai módszereknek átlagosan 20°C bizonytalansága van (Zang és Fyfe, 1995, Kranidiotis és MacLean, 1987, Cathelineau és Izquierdo, 1988), megfelelő számú elemzés esetén ez a módszer is megbízhatóan alkalmazható ilyen környezetekben. Az anyaalat összetételét tekintve 0,2-1,9 NaCl ekv. s% volt jellemző, ami jelentősen kisebb a területen előforduló tengeraljzati hidrotermás folyamatok tengervízhez közelálló, vagy ahhoz képest megemelkedett sótartalomhoz képest (40. ábra). A datolitos erek esetében a nyomás meghatározására is lehetőség nyílik a nem elegyedő rendszer folyékony metán-gazdag zárványainak segítségével, hiszen a metán izochorjának a keletkezési hőmérséklettel való metszéspontja megadja azt. Így egy folyamatosan növekvő nyomástartományt sikerült rekonstruálni, 60-110 MPa-ig a datolit növekedésének megfelelően. Mindezeket a tengeraljzati hidrotermás folyamatoktól szignifikánsan különböző eredményeket (sótartalom és hőmérséklet is eltér) összehasonlítva a területet ért kis fokú alpi metamorfózis jellemzőivel (a metamorfózis maximuma: 270-285°C, 150-200 MPa, Sadek Ghabrial *et al.*, 1996, Péntek *et al.*, 2006), arra következtethetünk, hogy a datolitos ereket létrehozó folyamat az alpi metamorfózis progresszív ágában következett be (40. ábra). A metamorf ásványparagenézisnek azonban a többi előfordulásban nem jellemző tagja a datolit, annak jelenléte csak az egerbaktai peperites fáciesre korlátozódik. Ez arra enged következtetni, hogy a keveredő üledéknek szerepe lehet a különleges ásvány kialakulásában, így például lehet az a bór, ill. akár a zárványokban nyomozható metán forrása is.

5.5. A magyarországi, és dinári-hellén triász bazaltos egységek korrelációja

A Darnó-hegyen megismert bazaltok kora triász (Buda és Kiss, 1980, Dosztály és Józsa, 1992, Józsa, 1999, Haas és Kovács, 2001, Kovács *et al.*, 2008, Kovács *et al.*, 2010, stb.), amit egy helyen ősmaradványok segítségével is igazoltak (Gawlick *et al.*, *in prep.*).



40. ábra: A datolítot tartalmazó utólagos erezések keletkezési körülményei. Jól látható, hogy az oldat szalinitása jelentősen alacsonyabb volt, mint a tengeraljazti hidrotermás folyamatok során (balra), míg a folyadékszárvány mikrotermometria és klorit termometria kombinálásával számolt keletkezési hőmérséklet és nyomás értékek a tengeraljazti hidrotermás folyamatok és a térséget ért kis fokú alpi metamorfózis közé esnek (jobbra). (Az ábrán használt jelölések: A: folyadékszárvány mikrotermometria mérések alapján számolt izochor; B, F: klorit termometria alapján számolt keletkezési hőmérséklet; C, D, E: folyadékszárvány mikrotermometria mérések alapján számolt keletkezési hőmérséklet; G: metánzárványok mikrotermometria mérése alapján számolt izochor.)

A dolgozatban bemutatott eredmények azt a nézetet erősítik meg, hogy e kőzetek kialakulása a Neotethys korai riftesedéséhez kapcsolható. E bazaltok legközelebbi rokonai az Észak-Nyugati-Dinaridákban, a Zagorje-Középdunántúli-egységben feltételezhetők. Ezt a kapcsolatot jelen munka is megerősíti, szorosabbá teszi, hiszen jelentős mértékű ásvány-, közettani és geokémiai hasonlóságot találtam a darnói és a hruskoveci előfordulások vizsgálata során. Mindezen felül az előrehaladott riftesedés délkeletbeli emlékeivel is korreláltam a kőzeteket; a bosznia-hercegovinai Vareš és a görögországi Stragopetra-hegy vizsgált előfordulásaira is jellemző a vörös meszes üledékkel való keveredés során kialakult peperites fácies megjelenése csakúgy, mint a többi tipikus szöveti és geokémiai bélyeg. Megállapítható tehát, hogy ez a riftesedéshez kötődő környezet nyomozható nemcsak a Dinaridákban és a Hellenidákban, de a Dinaridák egy eltolódott darabjában, Északkelet-Magyarországon is, így kirajzolódik a szigorúan vett ofiolitív mellett egy a Neotethys korai riftesedéséhez köthető zóna is, megerősítve a Kovács *et al.* (2010) által felvetett kapcsolatrendszer.

A szarvaskői-típusú bazaltok később, a jura során keletkeztek, kialakulásuk feltehetően ív mögötti medence felnyílásához köthető (Harangi *et al.*, 1996, Aigner-Torres és Koller, 1999), amit jelen munka is alátámasztott. További eredmény, hogy az igen sokrétű összehasonlítás alapján a darnói-típusú, valamint a szarvaskői-típusú bazaltok között egyértelmű különbségek voltak megállapíthatók. Az egyik legfontosabb különbség, hogy sem itt, sem pedig a Dinaridák többi olyan lelőhelyén, ahol a melanzsban jura (szigetív, ív mögötti, vagy akár óceáni hátság) bazalt is megjelenik, nem ismert vörös mészsízzal való keveredés során kialakult peperites fácies (Downes *et al.*, 1990, Robertson, 2002, Robertson *et al.*, 2009). Tehát megállapítható, hogy ez a fácies a triász előrehaladott riftesedéshez kötődő magmatizmus tipikus jelzője a dinári-hell rendszerben.

6. Következtetések

A magyarországi Darnói-egységben található magmatitokat sokan vizsgálták az elmúlt évtizedekben, ám a legkorábbi munkák főképp az ott előforduló ércesedések vizsgálatára (pl. Papp, 1938; Mezösi és Grasselly, 1949; Kiss, 1958), az azt követők pedig többnyire a kőzetek petrográfiájára, geokémiájára és az ezekből levonható következtetésekre koncentráltak (pl. Balla *et al.*, 1980, Buda és Kiss, 1980, Kubovics, 1984, Balla 1987, Dosztály és Józsa, 1992, Harangi *et al.*, 1996, Józsa, 1999). A jelen kutatás által felvetett megközelítés és vizsgálati módszerek e területen újszerűek, mivel e tengeraljzati magmatizmus vulkanológiai fáciesének lehatárolására és a kapcsolódó hidrotermás események részletesebb leírására és korrelációs jelentőségük bemutatására eddig még nem történt kísérlet.

A magyarországi Darnói-egység kialakulása a legújabb modellek szerint (Kovács *et al.*, 2008, Kovács *et al.*, 2010, Haas *et al.*, 2011) feltehetően a Neotethys korai, triász időszaki riftesedéséhez köthető. A horvátországi Kalnik-hegység, a Belső-Dinaridákhoz tartozó boszniai Vareš-Smreka, valamint a hellenidákbeli Stragopetra-hegy feltehetően hasonló eredetű blokkjainak vizsgálatával a korreláció kiterjeszthető, a Darnói-egység dinári származása (pl. Haas és Kovács, 2001, Dimitrijević *et al.*, 2003, Kovács *et al.*, 2008, stb.) újabb bizonyítékokkal alátámasztható.

Mindezzel szemben a vizsgált, Szarvaskői-egység részét képező párnalávák kialakulása jura, feltehetően ívmögötti medence felnyílásához köthető. Mivel e teljesen más eredetű kőzetcsoport ugyanabban a komplexumban fordul elő, mint a darnói triász kőzetek, így a két kőzettípus közötti különbségek árnyalása, meghatározó bélyegek felismerése szükséges.

A munka fontos eredménye, hogy sikerült azonosítani és lehatárolni a kora-mezozoós tengeraljzati vulkanizmus különböző fácieseit a vizsgált darnói lelőhelyeken, valamint Varešben és a Stragopetra-hegyen. Mivel ezek a területek erősen tektonizált zónát, többségében melanáz képződményt reprezentálnak, így a teljes tengeraljzati lávafolyás szerkezet nem nyomozható, abból csak „töredékeket” találunk. E blokkok fáciesének azonosítása, valamint a kitörési központtól való relatív távolság meghatározása nehézségbe ütközik, ám összehasonlítási alapul használható a kalnik-hegységi, hruškovci kőfejtőben feltárt teljes bazaltos vulkáni szerkezet. Így megállapítható volt, hogy mindegyik vizsgált területen a kitörési központtól távolabbi fáciesek, így tömött illeszkedésű párnaláva, peperites párnaláva, *in situ* hialoklasztit breccsa és párnaláva darabos hialoklasztit breccsa található meg. Mindezt a terepi észleléseken túl alátámasztják az igen gyors hűlésre utaló mikroszkópos jelek is (pl. igen sok mikrokristályos, üveges alapanyag, vázkristályos plagioklász, variolitos,

szferulitos szövet), valamint a folyadékzárvány mikrotermometriai mérések is (akár egy hólyagüregben belül is nyomozható jelentős hőmérsékletcsökkenés).

A darnói, kalnik-hegységi, vareši és stragopetrai lelőhelyek részletes vizsgálatával sikerült kimutatni azok nagymérvű hasonlóságát a vulkanológiai fáciesek, a közettani jellegek és a lezajlott hidrotermás folyamatok terén, újabb szempontokkal kiegészítve a korábbi kutatások által felvetett kapcsolatot. Kiemelt jelentőségű felismerés, hogy a sajátos, vörös mészszipapot tartalmazó peperites fácies megjelenése közös bélyeg. E fácies jelenléte több okból is fontos: (1) a mésztartalmú üledék miatt mindenképpen CCD feletti képződési környezetet jelez, (2) szerencsés esetben a vulkáni összlet korára utaló ősmaradványt tartalmazhat, (3) előrevetíti, hogy az ilyen fáciest tartalmazó sorozat aligha keletkezhetett óceáni hátság környezetben és végül (4) biztos elkülönítést tesz lehetővé az ugyanabban a komplexumban előforduló jura óceáni állapothoz, ill. ív mögötti medencéhez kötődő magmatitoktól.

A petrokémiai vizsgálatok eredményeinek kiértékelése során bemutatásra került, hogy bár a kőzeteket hidrotermás átalakulás érte, megfelelő megközelítéssel, a lehető leginkább immobil elemeket (Zr, Nb, Y, Ti) felhasználva értékes következtetések vonhatók le. Megállapítottam, hogy az összes vizsgált triász bazalt között genetikai kapcsolat körvonalazódik, és leginkább a lemezen belüli magmatit eredet, így a riftesedés előrehaladott állapotához köthető kialakulás támasztható alá, megerősítve a korábbi modelleket.

Mindezek alapján tehát kirajzolódik egy a triász, a riftesedés előrehaladott állapotához kötődő magmás ív, mely mai helyzetében az igazi ofiolitos sorozatok obdukált maradványai mellett követhető a Dinaridákban, annak Magyarországra eltolódott darabjaiban és a Hellenidákban egyaránt.

A különböző kitöltésekben és a kőzet alapanyagában megfigyelhető hidrotermás ásványparagenezis vizsgálata, a folyadékzárvány mikrotermometriai, a klorittermetriai és geokémiai mérések alapján rekonstruált hidrotermás rendszer főbb jellemzői közé tartozik a (1) tengervíz dominanciája (sótartalom többnyire 3-6 NaCl ekv. s%), az (2) igen gyors hűlés (~300°C-ról <50°C-ra) és a (3) víz-kőzet aránytól való erős függőség (sótartalomra gyakorolt hatás). Mindezek eltérnek a nagy méretű (az óceán középi hátságokra jellemző) hidrotermás fluidcirkulációs rendszerektől (pl. Nehlig, 1991, Foustoukos és Seyfried, 2007), így részletes bemutatásuk a korábbi irodalomban háttérbe szorult, míg a vizsgált területeken eddig nem történt meg. A tengeralfizikai vulkanizmushoz kötődő hidrotermás folyamatok három fő fázisát sikerült azonosítani; (1) a megközelítőleg 300°C-on lezajlott primer hidrotermás átalakulásokat (amihez az alapanyagban található plagioklász albitosodása kötődik), (2) a hűléshez kötődő hidrotermás folyamatokat (alapanyag kloritosodása, különböző kitöltésekben megjelenő hidrotermás ásványok kiválása), és (3) az alacsony hőmérsékletű folyamatokat (agyagásványok,

vas-oxihidroxidok megjelenése). A hűléshez kötődő folyamatokon belül további lépcsők különíthetők el; legmagasabb hőmérsékleten hajszálerezés alakul ki, amit apró, majd nagyobb hólyagüregek, aztán a zebra-szövetű párnaláva ásványsávjai, végül pedig a cikk-cakk erezések kialakulása követ. Az ásványok kiválásának sorrendje is felállítható; a legmagasabb hőmérsékletekre (300-150°C) többnyire a klorit, kvarc és a prehnit jellemző, míg a kalcit és a ritkábban előforduló zeolit (laumontit) az alacsonyabb hőmérsékleteken (150-80°C) dominál. E három folyamat a kőzetekről készült geokémiai elemzéseken is nyomozható a tömegvándorlás számítás (Grant, 1986, MacLean és Kranidiotis, 1987, Brauhart *et al.*, 2001 ill. Ulrich és Heinrich, 2002) segítségével. Így megállapításra került, hogy míg egy párnán belül vizsgálódva a párna közepétől a szegélyéig az (1) folyamat eredményei dominánsak, addig ha egy fácies kevésbé átalakult része felől közelítünk a jobban átalakult felé, akkor már növekszik a (3) folyamatok szerepe, fáciesek közötti átmenetet vizsgálva pedig akár dominánsá is válhat. Látható volt az is, hogy a peperites fácies vízzel teli mészszipapja többnyire felerősítette a lezajló átalakulási folyamatokat. Bizonyos fémek, így a Cu, Zn és Co mennyisége az átalakulás előrehaladtával csökkent, a kőzet azokat a tengervízbe „leadta”, viszont ahol vizes mészszipap volt jelen, ott a mészszipapban ezek összegyűltek, az átlagosnál magasabb fémkoncentrációkat okozva.

A darnói és a szarvaskői párnaláva sorozatok összehasonlító vizsgálata során, valamint a területen mélyült két mélyfúrás (RM-131 és RM-136) újrazvizgátával egyértelmű petrográfiai és geokémiai különbségeket sikerült felismerni. Szemben a triász párnalávák lemezen belüli vulkanizmus eredetével, a jura kőzetek esetében a petrokémiai vizsgálatok szigetív kialakulásához kötődő, vagy MORB jelleget valószínűsítettek. A képződési mélység is eltérő; míg a triász kőzetek esetében egyértelműen CCD feletti mélység volt jellemző (sőt, egy helyen 1,5 km-es mélységet igazoltam, de a sekély vízmélységre több más bizonyíték is van), addig a jura bazalt CCD alatt keletkezett (ld. sziliciklasztos peperites fácies, ill. igazolt 5,6 km-es vízmélység). A hidrotermás folyamatok terén nagymérvű hasonlóságot mutattam ki; (1) itt is jellemző a tengervíz dominanciája, a (2) viszonylag gyors hűlés és a (3) víz-kőzet aránytól való függőség. Mindez azt a nézetet támasztja alá, hogy a szarvaskői magmás kőzetek sem óceáni hátság környezetben jöttek létre, vagy legalábbis nem volt lehetőség az ott jellemző hidrotermás fluidcirkulációs rendszer kialakulására. Az is látszik azonban, hogy a triász bazaltokhoz képest alacsonyabb víz-kőzet arány volt jellemző a rendszerben, ami miatt az ott jellemzőnél magasabb hőmérséklet (~150°C) és sótartalom (5-9 NaCl ekv. s.%) volt itt tapasztalható a hűlési repedésekben. Ezt a víz-kőzet aránybeli eltérést a geokémiai elemzések alapján elvégzett számításokkal is igazoltam.

7. Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretném kifejezni köszönetemet mindazoknak, akik segítsége nélkül ez a munka nem jöhetett volna létre.

Külön köszönöm témavezetőmnek, Dr. Molnár Ferencnek, hogy rám bízta ennek az igazán érdekes témának a kutatását. Hálás vagyok áldozatos munkájáért is, a terepi észlelésektől kezdve a vizsgálati eredményekről való konzultáción át a dolgozat végső formába öntéséig.

Köszönöm Dr. Ladislav Palinkašnak, Dr. Kovács Sándornak, Dr. Sabina Strmić Palinkašnak, Dr. Sibila Borojevićnek, Dr. Józsa Sándornak, Dr. Haas Jánosnak, Dr. Federica Zaccarininek és Dr. Friedrich Kollernak, hogy a témával kapcsolatos tapasztalataikat megosztották velem. Dr. Sente Istvánnak köszönöm, hogy bármikor fordulhattam hozzá öslényntani kérdésekben, míg Dr. Németh Tibornak az agyagásványtani konzultációért vagyok hálás.

A röntgenpordiffrakciós felvételek elkészítéséért Tóthné Király Juditnak, a Kanadában végzett elektronmikroszkondás elemzések elkészítéséért Peter Jonesnak, a Leobeni Egyetemen végzett mérésekért Dr. Federica Zaccarininek tartozom köszönettel. A SEM+EDS mérések során Bendő Zsolt, a Raman mikrospektroszkópos mérések során Dr. Váci Tamás volt segítségemre, míg az IR mikroszkópia és a reflexiós spektroszkópiai mérések rejtelseibe Takács Ágnes avatott be. A mintaelőkészítésben nyújtott segítségéért Császár Gabriellának, Mucsi Péternek, Nagy Sándornak és Udvardi Beatrixnak vagyok hálás.

Köszönettel tartozom tanárainak, akik elindítottak a pályán, valamint az ELTE TTK Ásványtani Tanszék valamennyi dolgozójának, akik Dr. Buda György, majd pedig Dr. Dódy István tanszékvezetésével megteremtették a munkához a barátságos, szakmai segítségnyújtásra bármikor kész légkört. Külön köszönöm Dr. Tóth Erzsébetnek a kitartó támogatást, a szakmai és baráti jó tanácsokat és Rábl Erzsébetnek, hogy minden adminisztrációs kérdésben szívesen segített.

Hálás vagyok családomnak és kedvesemnek, Balogh Gábornak, hogy mindvégig mellettem voltak, hittek bennem, bíztattak, támogattak és nem utolsó sorban segítettek a terepi munka során. A Műegyetemi Evezős Club valamennyi tagjának köszönet a pozitív energiáival való feltöltésért.

Végül, de nem utolsó sorban köszönöm mindazoknak a támogatást, akiket fentebb nem emeltem ki, de munkám során segítő kezét nyújtottak.

A kutatás az alábbi támogatások keretein belül jött létre: Magyar-Horvát Tudományos Technológiai Együttműködés 2004/17 és 07/CRO; OTKA T49633; NKTH Baross Gábor Program, CEEPUS ösztöndíj.

8. Angol és magyar nyelvű összefoglalás

8.1. Összefoglalás

Az északkelet-magyarországi Bükki-egységben, ugyanabban az akkréciós komplexumban, a Neotethys különböző fejlődéstörténeti szakaszait reprezentáló triász időszaki (Darnói-egység) és jura (Szarvaskői-egység) magmás kőzetek is megtalálhatóak. A Darnói-egység és a származási helyeként valószínűsített dinári-hellén rendszer közötti korreláció elmélyítésére vulkanológiai, ásványtani és kőzettani valamint geokémiai összehasonlító vizsgálatokat végeztem a különböző területek triász korú tengeraljzati vulkanitjain (Darnó-hegy, Kálnik-hegység, Horvátország, Vareš, Bosznia-Hercegovina és Stragopetra-hegység, Görögország). Az észlelt vulkanológiai, kőzettani és geokémiai jelek hasonló képződési környezetet és folyamatokat jeleznek; mindegyik a párnaláva összletek előrehaladott riftingedéshez kötődő eredetét támasztja alá. Ezt igazolja továbbá a meszes peperites fácies jelenléte csakúgy, mint az óceáni hátságokra jellemző nagy méretű hidrotermás fluidáramlási rendszer hiánya, vagy a sekély keletkezési mélység (mindenhol CCD felett, Varešban 1,5 km bizonyított) is. Ezek alapján az ismert ofiolitos öv mellett egy olyan magmás ív rajzolódik ki a Dinaridák Magyarországra eltolódott darabjában, a Dinaridákban és a Hellenidákban, amire a riftingedés előrehaladott állapotához kötődő eredet jellemző.

A vulkanológiai vizsgálatok során kimutattuk, hogy a vizsgált triász és jura kifejlődésekben csak a vulkanizmust tápláló csatornától távolabbi fáciesek találhatók meg (tömött illeszkedésű párnaláva, peperites párnaláva, *in situ* és párnaláva darabos hialoklasztit breccsa). Ezen felül továbbá egyértelmű ásvány-, kőzettani és geokémiai, valamint keletkezési mélységbeli (CCD felett /alatt) eltéréseket találtam az egyazon melanizmban előforduló, különböző eredetű párnalávák között, ám az elkülönítés legjobb módjának egyértelműen a (terepen is használható) triász időszaki párnalávákra jellemző vörös mészkövet tartalmazó peperites fácies jelenléte adódik.

A triász és jura területeken egyaránt három fő tengeraljzati hidrotermás eseményt sikerült elkülöníteni. Az (1) elsődleges folyamatok során ~300°C-on az alapanyag plagioklaszának albitosodása következett be. Ez után a (2) hűléshez kapcsolódó folyamatok során ~300-80°C-ig az alapanyag kloritosodása, majd a különböző hidrotermás kitöltések, így előbb a hajszálrepedések, majd a hólyagüregek, a zebra-szövetű párnaláva ásványsávjai végül pedig a cikk-cakk erek ásványai (általában a klorit, kvarc és prehnit a magasabb hőmérsékleten, míg a kalcit az alacsonyabb hőmérsékleten) váltak ki. Végül (3) az alacsony hőmérsékletű folyamatok során agyagásványok és vas-oxihidroxidok jelentek meg. Nem találtunk nagyméretű hidrotermás áramlási rendszer kialakulására utaló nyomokat, a folyamatokat alapvetően a tengervíz uralta; a sótartalom enyhe növekedését a fluid-kőzet kölcsönhatás okozta, amit pedig a víz/kőzet arány befolyásolt. A tömeg vándorlás számítás bemutatta, hogy egy lávanyelven belül vizsgálódva az (1) folyamat a domináns, míg egyre disztálisabb fáciesek felé haladva a (3) lépés válik meghatározóvá a Cu, Zn, és Co tartalom elszegényedése mellett.

8.2. Abstract

The northeastern Hungarian Bükk Unit hosts both Triassic (Darnó Unit) and Jurassic (Szarvaskő Unit) igneous rocks in the same accretionary mélangé, representing different development stages of the Neotethys. In order to establish geological correlation among the Darnó Unit and its probable origination place, the Dinarides and Hellenides, comparative volcanological, mineralogical, petrological and geochemical studies were carried out in the Triassic submarine volcanites of the different localities (Darnó Hill, Kalnik Mts, Croatia, Vareš, Bosnia-Herzegovina, Stragopetra Mts., Greece). The observed volcanological, petrological and geochemical characteristics suggest to similar processes in similar environment in an advanced rifting related setting. This is also proven by the presence of the limey peperitic facies², by the lack of such extended hydrothermal fluid circulation system which is common at mid-oceanic ridges and by the relatively shallow formation depth (above CCD at every locality, however in Vareš 1,5 km is proven). On the basis of these results, an advanced rifting related magmatic belt can be outlined next to the well known ophiolitic belt in the displaced fragment of Dinarides (Hungary), in the Dinarides, as well as in the Hellenides.

The volcanological study revealed that distal facies of basaltic lava flow complexes in relation to the submarine eruption centres (closely packed pillow, peperitic basalt, *in situ* and pillow fragmented hyaloclastite breccia) are preserved in both the Triassic and the studied Jurassic igneous sequences. Clear differences were found concerning mineralogy, petrography. Geochemistry and even formation depth (above/below CCD) among these pillow lavas occurring in the same mélangé, but the true key to their distinction (even on the field) is the presence of red limestone bearing peperitic facies in the Triassic submarine volcanic units.

Three stages of submarine hydrothermal processes were recognised in both the Triassic and Jurassic lava flows; (1) primary processes resulted in albitization of the ground mass plagioclase at ~300°C, (2) cooling related processes (300-80°C) caused the formation of ground mass chlorite, then different hydrothermal infillings, the early thin veinlets were followed by amygdules, mineral bands of the pyjamas-type pillow and finally by the jig-saw veins (generally chlorite quartz and prehnite occurred at higher, while calcite formed at lower temperatures), while (3) low-temperature alteration resulted in formation of clay minerals and iron oxi-hydroxides. No trace of large-scale hydrothermal circulation was found and the results suggest that the whole process was seawater-dominated, though the slight increase of salinity is caused by the fluid-rock interaction and also depends on the water/rock ratio. The mass transfer calculation revealed, that the results of the (1) process are dominant within a single lava lobe, while in the more distal volcanic facies the (3) alteration becomes more important together with decrease of Cu, Zn and Co contents of rocks.

² Peperite (definition): a genetic term applied to a rock formed essentially *in situ* by disintegration of magma intruding and mingling with unconsolidated or poorly consolidated, typically wet sediments. (White *et al.* 2000)

9. Felhasznált irodalom

- Aigner-Torres M. és Koller F. (1999): Nature of the magma source of the Szarvaskő complex (NE- Hungary). *Ophioliti*, 24, p. 1-12
- Alt, J. C. és Teagle, D. A. H. (2003): Hydrothermal alteration of upper oceanic crust formed at a fast-spreading ridge: mineral, chemical, and isotopic evidence from ODP Site 801. *Chemical Geology*, 201, p. 191-211
- Árkai P. (1983): Very low- and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, 26, p. 83-101
- Árkai P. (2001): Alpine regional metamorphism in the main tectonic units of Hungary: a review. *Acta Geologica Hungarica*, 44/2-3, p. 329-344
- Árkai P., Balogh K., Dunkl I. (1995): Timing of low-temperature metamorphism and cooling of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, innermost western Carpathians, Hungary. *Geologische Rundschau*, 84/2, p. 334-344
- Árváné Sós E., Balogh K., Ravaszné Baranyai L. és Ravasz Cs. (1987): Mezozoós magmás kőzetek k/Ar kora Magyarország egyes területein. MÁFI Évi Jelentése az 1985. évről, p. 295-307
- Balla Z., Baksa Cs., Földessy J., Havas, L. és Szabó I. (1980): The Tectonic setting of the Ophiolites in the Bükk Mountains (North Hungary). *Geologica Carpathica*, 31, 4, p. 465-493
- Balla Z. (1987): A Bükk-hegység mezozoós tektonikája és kapcsolata a Nyugati-Kárpátokkal és a Dinaridákkal. *Általános Földtani Szemle*, 22, p. 13-54
- Balogh K. és Pécskay Z. (2001): K/Ar and Ar/Ar geochronological studies in the Pannonian-Carpathians-Dinarides (PANCARDI) region. *Acta Geologica Hungarica*, 44, p. 281-299
- Barton P. B. és Skinner B. J. (1967): Sulphide Mineral Stabilities. *In: Barnes H. L. (ed): Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Holt, Rinehart and Winston Inc., p. 236-326
- Borojević S., Palinkaš L. A. és Bermanec V. (2000): Fluid inclusions in Pillow Lavas of Hruškovec, Mt. Kalnik. *Proceedings of the Croatian Geological Congress*, p. 123-125
- Boynton W. V. (1984): Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *In: Henderson P. (ed) Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, p. 63-114
- Brauhart C. W., Huston D. L., Groves D. I., Míkucki E. J. és Gardoll S. J. (2001): Geochemical mass transfer patterns as indicators of the architecture of a complete volcanic-hosted massive sulfide hydrothermal alteration system, Panorama District, Pilbara, Western Australia. *Economic Geology*, 96, p. 1263-1278

- Buda Gy. és Kiss J. (1980): Comparison some chromite and titaniferous magnetite, ilmenite ore bearing ultrabasic-basic complexes. UNESCO International Symposium, Athens, 1, p. 21-45
- Cann J. R. (1974): A model for ocean crustal structure developed. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 39, p. 169–187
- Cathelineau M. és Izquierdo G. (1988): Temperature — composition relationships of authigenic micaceous minerals in the Los Azufres geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100, 4, p. 418-428
- Criddle A. J. és Stanley C. J. (*eds.*) (1986): The quantitative data file for ore minerals. 2nd edition, British Museum (Natural History), 420 p.
- Criddle A. J. és Stanley C. J. (1993): Quantitative data file for ore minerals. 3rd edition, British Museum (Natural History), 635 p.
- Császár G. (*ed.*) (1997): Magyarország litosztatigráfiai alapegységei. Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest
- Csontos L. (1995): Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: A review. *Acta Vulcanologica*, 7, 2, p. 1-13
- Csontos L. (1999): A Bükk-hegység szerkezetének főbb vonásai. *Földtani Közlöny*, 129, 4, p. 611-651
- Csontos L. (2000): A Bükk hegység mezozoós rétegtani újraértékelése: *Földtani Közlöny*, 130, 1, p. 95-131
- Csontos L. és Vörös A. (2004): Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210, p. 1–56
- Deer W. A., Howie R. A. és Zussman J. (1995): *The Rock Forming Minerals*. Longman Group Limited, 2nd edition, 2nd reprint, 696 p.
- Dercourt J., Zonenshain L. P., Ricou L. E., Kazmin V. G., Le Pichon X., Knipper A. L., Grandjacquet C., Sbertshikov I. M., Geysant J., Lepvrier C., Pechersky D. H., Boulain J., Sibuet J. C., Savostin L. A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M. L., Lauer J. P. és Biju-Duval B. (1986): Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, p. 241–315
- Dimitrijević M. N., Dimitrijević M. D., Karamata S., Sudar M., Gerzina N., Kovács S., Dosztály L., Gulácsi Z., Less Gy. és Pelikán P. (2003): Olistostrome/mélanges – an overview of the problems and preliminary comparison of such formations in Yugoslavia and NE Hungary. *Slovak Geological Magazine*, 9, 1, p. 3-21
- Dosztály L. és Józsa S. (1992): Geochronological evaluation of Mesozoic formations of Darnó Hill at Reck on the basis of radiolarians and K-Ar age data. *Acta Geologica Hungarica*, 35, 4, p. 371-393
- Dosztály L., Gulácsi Z. és Kovács S. (1998): Az észak-magyarországi jura képződmények rétegtana. In: Bérczi I. és Jámor Á. (*ed.*): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*, p. 309-318

- Downes H., Pantó Gy., Árkai P. és Thirlwall M. F. (1990): Petrology and geochemistry of Mesozoic igneous rocks, Bükk Mountains, Hungary. *Lithos*, 24, 3, p. 201-215
- Dubessy J., Buschaert S., Lamb W., Pironon J. és Thiéry R. (2001): Methane bearing aqueous fluid inclusions: Raman analyses, thermodynamic modelling and application to petroleum basins. *Chemical Geology*, 173, p. 193-205
- Duffield W. A. (1979): Significance of contrasting vesicularity in basalt from DSDP sites 407, 408, and 409 on the west flank of the Reykjanes Ridge. *DSDP Initial Reports*, doi:10.2973/dsdp.proc.49.125.1979
- Foustoukos D. I. és Seyfried W. E. (2007): Fluid phase separation processes in submarine hydrothermal systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 65, p. 213-239
- Frimmel H. E. (1997): Chlorite thermometry in the Witwatersrand Basin: constraints on the Paleoproterozoic geotherm in the Kaapvaal Craton, South Africa. *Journal of Geology*, 105, p. 601-615
- Garrison R. E. (1972): Inter- and intrapillow limestones of the Olympic Peninsula, Washington. *Journal of Geology*, 80/3, p. 310-322
- Gasztonyi É. (2006): Kutatási zárójelentés, Recsk, Baj-patak területen diabáz nyersanyag kutatásáról. Fanny Minerals Bt, Recsk, kézirat
- Goto Y. és McPhie J. (1998): Endogenous growth of a Miocene submarine dacite cryptodome, Rebun Island, Hokkaido, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 84, 3-4, p. 273-286
- Goto Y. és McPhie J. (2004): Morphology and propagation styles of Miocene submarine basanite lavas at Stanley, northwestern Tasmania, Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 130, 3-4, p. 307-328
- Goto Y. és Tsuchiya N. (2004): Morphology and growth style of a Miocene submarine dacite lava dome at Atsumi, northeast Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 134, 4, p. 255-275
- Gawlick H. J., Kovács S., Haas J., Missioni S., Suzuki H., Ozsvárt P. és Kiss G. (2011): Middle Triassic and Middle Jurassic radiolarians from the Darnó ophiolitic mélange (NE Hungary) as northernmost part of the coherent north-south trending Neotethyan ophiolite belt. *Central European Geology*, *in prep.*
- Grant J. A. (1986): The isocon diagram—a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, 81, p. 1976-1982
- Gyalog L. és Budai T. (2004): Javaslatok Magyarország földtani képződményeinek litosztratigráfiai tagolására. Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése (2002), p. 195-232
- Gyalog L. (ed.) (2005): Magyarázó Magyarország fedett földtani térképéhez (az egységek rövid leírása), Magyar Állami Földtani Intézet Kiadványa, Budapest
- Gyarmati Pál (1977): A Tokaji-hegység intermedier vulkanizmusa. A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve, 58, 195 p.

- Haas J., Görög Á., Kovács S., Ozsvárt P., Matyók I. és Pelikán P. (2006): Displaced Jurassic foreslope and basin deposits of Dinaric origin in Northeast Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, 49, 2, p. 125-163
- Haas J. és Kovács S. (2001): The Dinaric-Alpine connection – as seen from Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, 44, 2-3, p. 345-362
- Haas J., Kovács S., Pelikán P., Kövér Sz., Görög Á., Ozsvárt P., Józsa S. és Németh N. (2011): A Neotethys-óceán akkréciós komplexumának maradványai Észak-Magyarországon. *Földtani Közlöny*, 141/2, p. 167-196
- Hall D. L., Sterner S. M. és Bodnar R. J., (1988): Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions. *Economic Geology*, 83, p. 197–202
- Harangi Sz., Szabó Cs., Józsa S., Szoldán Zs., Árva-Sós E., Balla M. és Kubovics I. (1996): Mesozoic Igneous Suites in Hungary: Implications for Genesis and Tectonic Settings in the Northwestern Part of Tethys. *International Geology Review*, 38, p. 336-360
- Hart R. A. (1973): A model for chemical exchange in the basaltseawater system of oceanic layer II. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 10, p. 799–816
- Holland H. D. (1967): Gangue minerals in hydrothermal deposits. *In: Barnes H. L. (ed): Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Holt, Rinehart and Winston Inc., p.399-417*
- Hopson C. A., Mattinson J. M., Pessagno E. A. és Luyendyk B. P. (2008): California coast range ophiolite: composite middle and late jurassic oceanic lithosphere. *In: Wright J. E., Shervais J. W. (ed): Ophiolites, arcs and batholiths: a tribute to Cliff Hopson. The Geological Society of America Special Papers*, 438, p. 1–102
- Hrvatović H. (2006): Geological guidebook through Bosnia and Herzegovina. Geological Survey of Federation Bosnia and Herzegovina, Sarajevo, 172 p.
- Jones J. G. (1969): Pillow lavas as depth indicators. *American Journal of Science*, 267, p. 181–195
- Jones G. és Robertson A. H. F. (1991): Tectono-stratigraphy and evolution of the Pindos ophiolite and associated units. *Journal of the Geological Society of London*, 148, p. 267–268
- Józsa S. (1999): A darnó-hegyi óceánalízati magmás kőzetek petrológiai-geokémiai vizsgálata. doktori értekezés, ELTE TTK, Budapest, kézirat
- Karamata S. (2000): Mineralization related to the Triassic rifting in the Borovica-Vareš-Čevljanovići-Kalinovik zone (Bosnia). *Acta Geologica Hungarica*, 43, 1, p. 15-23
- Karamata S., Knežević V. és Cvetković V. (2000): Petrology of the Triassic basaltoid rocks of Vareš (Central Bosnia). *Acta Geologica Hungarica*, 43, 1, p. 1-14
- Kiss, J. (1958): Ércföldtani vizsgálatok a Darnó-hegyen. *Földtani Közlöny*, 88, p. 27–41
- Kovács S. (1984): Tisza-probléma, lemeztectonika, kritikai elemzés a kora mezozoós fácieszónák eloszlása alapján. *Földtani Kutatás*, 27, 1, p. 55-72

- Kovács S., Haas J., Szebényi G., Gulácsi Z., Pelikán P., B.-Árgyelán G., Józsa S., Görög Á., Ozsvárt P., Gecse Zs. és Szabó I. (2008): Permo-Mesozoic formations of the Recsk-Darnó Hill area: stratigraphy and structure of the pre-tertiary basement of the paleogene Recsk orefield. *In: Földessy J., Hartai É. (ed): Recsk and Lahóca Geology of the Paleogene Ore Complex*, Geosciences, Publications of the University of Miskolc, Series A, Mining, 73, p. 33-56
- †Kovács S., Haas J., Ozsvárt P., Palinkaš L. A., Kiss G., Molnár F., Józsa S. és Kövér Sz. (2010): Reevaluation of the Mesozoic complexes of Darnó Hill (NE Hungary) and comparisons with Neotethyan accretionary complexes of the Dinarides and Hellenides – preliminary data. *Central European Geology*, 53, 2-3, p. 205-231
- Kranidiotis, P. és MacLean, W. H. (1987): Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82, p. 1898-1911
- Kubovics I. (1984): On the Petrogenesis of the North Hungarian Basic-ultrabasic Magmatic Rocks. *Acta Geologica Hungarica*, 27, 1-2, p. 163-189
- Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A. és Zanettin B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, p. 745-750
- Less Gy., Mello J. (ed), Elečko M., Kovács S., Pelikán P., Pentelényi L., Peregi Zs., Pristaš J., Radócz Gy., Szentpétery I., Vass D., Vozár J. és Vozárová A. (2004): Geological map of the Gemer-Bükk area, Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa
- Levinson, A. A. (1974): Introduction to exploration geochemistry: Calgary, Applied Publishing, Ltd., 612 p.
- MacDonald J. H., Harper G. D., Miller R. B., Mlinarevic A. N. és Miller B. V. (2008): Geochemistry and geology of the Iron Mountain Unit, Ingalls Ophiolite Complex, Washington: evidence for the polygenetic nature of the Ingalls Complex. *In: Wright J. E., Shervais J. W. (ed): Ophiolites, Arcs and Batholiths: A tribute to Cliff Hopson*. Geological Society of America Special Papers, 438, p. 161–174
- MacLean W. H. és Kranidiotis P. (1987): Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge Massive Sulfide Deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82, p. 951-962
- Mernagh T. P. és Wilde A. R. (1989): The use of the Raman microprobe for the determination of salinity in fluid inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, p. 765–771
- Meschede M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56, p. 207-218
- Mezősi J. és Grasselly Gy. (1949): The occurrence of Native Copper in the Mátra Mountains at Bajpatak. *Acta Mineralogica Petrographica*, III, p. 44–47

- Migiros G. és Tselepidis V. (1990): Der erste Nachweis von Hallstätter Kalken in der North-Pindos-Decke (NW-Griechenland). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie* 1990/4, p. 248–256
- Morimoto N. (1989): Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogist*, 27, p. 143–156
- Moore J. G. (1970): Water content of basalt erupted on the ocean floor. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 28, p. 272–279
- Mukherji S. (1972): Interaction of magma and sedimentary rock in the Bükk Mountains, Hungary. *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae*, 16, p. 29–42
- Naden, J. (1996): Calcic Brine; a Microsoft Excel 5.0 add-in for calculating salinities from microthermometric data in the system NaCl-CaCl₂-H₂O. In: Brown P. E. és Hagemann S. G. (Eds.) *PACROFI VI*, Madison, WI.
- Nehlig P. (1991): Salinity of oceanic hydrothermal fluids: a fluid inclusion study. *Earth and Planetary Science Letters*, 102, p. 310–325
- Németh K. (1999): A víz alatti vulkanizmus jelenségei és üledékképződési folyamatai, kapcsolatai a szárazföldi vulkáni folyamatokkal: áttekintés. *Földtani Közlöny*, 129, 3, p. 419–443
- Németh K., Pécskay Z., Martin U., Gmeling K., Molnár F. és Cronin S. J. (2008): Hyaloclastites, peperites and soft-sediment deformation textures of shallow subaqueous Miocene rhyolitic dome-cryptodome complex, Pálháza, Hungary. In: Thomson K. és Petford N. (eds.): *Structure and Emplacement of High-Level Magmatic Systems*, Geological Society, London, Special Publications, 302, p. 63–86
- Nisbet E. G. és Pearce J. A. (1977): Clinopyroxene Composition in Marie Lavas from Different Tectonic Settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63, p. 149–160
- Ozsvárt P., Dosztály L., Migiros G., Tselepidis V. és Kovács S. (2010): New radiolarian biostratigraphic age constraints on Middle Triassic basalts and radiolarites from the Inner Hellenides (Northern Pindos and Othris Mountains, Northern Greece) and their implications for the geodynamic evolution of the early Mesozoic Neotethys. *International Journal of Earth Sciences*, DOI:10.1007/s00531-010-0628-9
- Palache C. (1935): The minerals of Franklin and Sterling Hill, Sussex County, New Jersey. *USGS Professional Paper*, 180
- Palinkaš A. L., Kolar-Jurkovšek T., Borojević S. és Bermanec V. (2000): Triassic rifting magmatism within Zagorje–Mid-Transdanubian zone, exemplified by pillow lavas of Hruškovec, Mt. Kalnik, N Croatia. *PANCARDI 2000, Vijesti Hrvatskog Geološkog Društva*, 37, 98–99.
- Palinkaš A. L., Bermanec V., Borojević Šoštarić S., Kolar Jurkovšek T., Strmić Palinkaš S., Molnár F. és Kniewald G. (2008): Volcanic facies analysis of a subaqueous basalt lava-flow complex at Hruškovec, NW Croatia-evidence of advanced rifting in the Tethyan domain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178, p. 644–656

- Pamić J. (1984): Triassic magmatism of the Dinarides in Yugoslavia. *Tectonophysics*, 109, 3-4, p. 273-277
- Pamić J. (1997): The northwesternmost outcrops of the Dinaridic ophiolites: A case study of Mt. Kalnik (North Croatia). *Acta Geologica Hungarica*, 40, 1, p. 37-56
- Pamić J. és Balen D. (2005): Interaction between Permo-Triassic rifting, magmatism and initiation of the Adriatic-Dinaridic carbonate platform (ADCP). *Acta Geologica Hungarica*, 48, 2, p. 181-204
- Pamić J., Gušić I. és Jelaska V. (1998): Geodynamic evolution of the Central Dinarides, *Tectonophysics*, 297, p. 251-268
- Pamić J. és Tomljenović B. (1998): Basic geological data from the Croatian part of the Zagorje-Mid-Transdanubian Zone. *Acta Geologica Hungarica*, 41, 4, p. 389-400
- Pamić J., Tomljenović B. és Balen D. (2002): Geodynamic and petrogenetic evolution of Alpine ophiolites from the central and NW Dinarides: an overview. *Lithos*, 65, p. 113-142
- Papp F. (1938): Notes sur les minerais de Recsk. *Földtani Közlöny*, 68, 7-9, p. 208-214.
- Papp G. (2002): A Kárpát-övezetben felfedezett ásványok, kőzetek és fosszilis gyanták története. *Studia Naturalia* 14, Magyar Természettudományi Múzeum, Budapest, 202 p.
- Pearce J. A. (1983): Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva, Nantwich, p. 230-249
- Pearce J. A. és Cann J. R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, p. 290-300
- Pelikán P. (ed.) (2005): A Bükk-hegység földtana. Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 284 p.
- Petrelli M., Poli G., Perugini D. és Peccerillo A. (2005): Petrograph: A New Software to Visualize, Model and Present Geochemical Data in Igneous Petrology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, DOI 10.1029/2005GC000932
- Péntek A., Molnár F. és Watkinson D. H. (2006): Magmatic fluid segregation and overprinting hydrothermal processes in gabbro pegmatites of the Neotethyan ophiolitic Szarvaskő Complex (Bükk Mountains, NE Hungary). *Geologica Carpathica*, 57, 6, p. 433-446
- Pichler, T., Ridley, W. I. és Nelson, E. (1999): Low-temperature alteration of dredged volcanics from the Southern Chile Ridge: additional information about early stages of seafloor weathering. *Marine Geology*, 159, p. 155-177
- Potter R. W. és Clyne M. A. (1978): Solubility of highly soluble salts in aqueous media - Part I. NaCl, KCl, CaCl₂, Na₂SO₄ and K₂SO₄ solubilities to 100°C. *Journal of Research of the U. S. Geological Survey*, 6, p. 701-705
- Rassios A. és Grivas E. (1999): Geologic and metallogenic map of the Pindos imbricated ophiolite and associated units (12 pc. of 1:20 000 sheets, about 1000 sq km). Institute of Geology and Mineral Exploration, Athens

- Rassios A. és Moores E. (2006): Heterogeneous mantle complex, crustal processes and obduction kinematics in a unified Pindos-Vourinos ophiolitic slab (Northern Greece). *In:* Robertson A. H. F., Mountrakis D. (eds): Tectonic development of the Eastern Mediterranean Region, Geological Society, London, Special Publications, 260, p. 237-266
- Robertson A. H. F. (2002): Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos*, 66, 1–2, p. 1-67
- Robertson A. H. F., Karamata S. és Šarić K. (2009): Overview of ophiolites and related units in the Late Palaeozoic–Early Cenozoic magmatic and tectonic development of Tethys in the northern part of the Balkan region. *Lithos*, 108, p. 1-36
- Roedder E. (1981): Problems in the use of fluid inclusions to investigate fluid-rock interactions in igneous and metamorphic processes. *Fortschritter der Mineralogie*, 59, 2, p. 267-302
- Rusinov V.L., Pertsev N.N., Arakeljan M.M. és Nosik L.P. (1980): Some Isotope Relations in Basalts from Deep Sea Drilling Project Holes 417A, 417D, and 418A. DSDP Initial Reports, 51, 52, 53, doi:10.2973/dsdp.proc.515253.140.1980
- Sadek Ghabrial D., Árkai P. és Nagy G. (1996): Alpine polyphase metamorphism of the ophiolitic Szarvaskő Complex, Bükk Mountains, Hungary. *Acta Mineralogica Petrologica*, 37, p. 99-128
- Schmid M. S., Bernoulli D., Fügenschuh B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M. és Ustaszewski K. (2008): The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geoscience*, 101, 1, p. 139-183
- Schramm B., Devey C. W., Gillis K. M. és Lackschewitz K. (2005): Quantitative assessment of chemical and mineralogical changes due to progressive low-temperature alteration of East Pacific Rise basalts from 0 to 9 Ma. *Chemical Geology*, 218/3-4, p. 281-313
- Shikazono N., Utada M. és Shimizu M. (1995): Mineralogical and geochemical characteristics of hydrothermal alteration of basalt in the Kuroko mine area, Japan: implications for the evolution of a back arc basin hydrothermal system. *Applied Geochemistry*, 10, p. 621-642
- Skilling I. P., White J. D. L. és McPhie J. (2002): Peperite: a review of magma-sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 117, p. 1-17
- Sun S. S. (1980): Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A297, p. 409-445
- Sun S. S. és McDonough W. F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. *In:* Norry M.J. és Saunders A. D. (eds): Magmatism in the ocean basins. Geological Society, London, p. 313–345

- Szakáll S., Gatter I. és Szendrei G. (2005): A magyarországi ásványfajok, Kőország Kiadó, Budapest, 427 p.
- Szentpétery Zs. (1953): A Déli Bükk-hegység diabáz- és gabbrótömegei. A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve, 41, 1, p. 1-102
- Tjeerd Van A. (1975): Mesozoic/cenozoic calcite compensation depth and the global distribution of calcareous sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 26/2, p. 187–194
- Trubelja F., Burgath K-P. és Marchig V. (2004): Triassic Magmatism in the Area of the Central Dinarides (Bosnia and Herzegovina): Geochemical Resolving of Tectonic Setting. *Geologia Croatica*, 57, 2, p. 159-170
- Ulrich T. és Heinrich C. A. (2002): Geology and Alteration Geochemistry of the Porphyry Cu-Au Deposit at Bajo de la Alumbrera, Argentina. *Economic Geology*, 97, p. 1865-1888
- Velledits F. (2006): Evolution of the Bükk Mountains (NE Hungary) during the Middle–Late Triassic asymmetric rifting of the Vardar-Meliata branch of the Neotethys Ocean. *International Journal of Earth Sciences*, 95, p. 395-412
- White J. D. L., McPhie J. és Skilling I. (2000): Peperite: a useful genetic term. *Bulletin of Volcanology*, 62, p. 65–66
- Wilson M. (1989): *Igneous Petrogenesis. A global tectonic approach*. Harper Collins Academic, London, 466 p.
- Wood S. A. (2002): The aqueous geochemistry of the platinum group elements with applications to ore. *Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum Special Volume*, 54, p. 211–249
- Zane A. és Weiss Z. (1998): A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. *Rendiconti Lincei Scienze Fisiche e Naturali*, serie 9, 9, p. 51-56
- Zang W. és Fyfe W. S. (1995): Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, 30, p. 30-38
- Zhang Y. G. és Frantz J. D. (1987): Determination of homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology*, 64, p. 335–350

10. Fotótáblák

1. tábla: Vulkanológiai fáciesek és makroszkópos megfigyelések a Báj-patak É kőfejtőben

A-B) A Báj-patak É kőfejtő 2009-ben készített panorámaképe.

C) A Báj-patak É kőfejtőben megfigyelhető vulkanológiai fáciesek rajza (a fehér betűk a D és E képek készítésének helyét mutatják).

D) Cikk-cakk eres tömött illeszkedésű párnaláva.

E) Peperites fácies, ahol zöld bazalt keveredik vörös mikrites mészkővel.

2. tábla: Vulkanológiai fáciesek és makroszkópos megfigyelések a hosszú-völgyi kőfejtőben

A) A hosszú-völgyi kőfejtő 2008-ban készített panorámaképe.

B) A hosszú-völgyi kőfejtőben megfigyelhető vulkanológiai fáciesek rajza (a fehér betűk a C-G képek készítésének helyét mutatják).

C) Zebra-szövetű párnaláva a bánya délnyugati végéből.

D) Lávanyelvek a tömött illeszkedésű párnaláva fáciesben.

E) Párnák közti hialoklasztit breccsa a tömött illeszkedésű párnaláva fáciesben.

F) Apró hólyagüregek a tömött illeszkedésű párnaláva fáciesben, a bánya közepéből.

G) Párnaláva darabos hialoklasztit breccsa a kőfejtő északkeleti végéből.

3. tábla: Vulkanológiai fáciesek és makroszkópos megfigyelések a mély-völgyi kőfejtőben

A) A mély-völgyi kőfejtő 2007-ben készített panorámaképe.

B) A mély-völgyi kőfejtőben megfigyelhető vulkanológiai fáciesek rajza (a fehér betűk a C-E képek készítésének helyét mutatják).

C) A vörös színű, triász kőzetekkel (bazalt és radiarlit) egyértelműen tektonikus kontaktusban levő jura időszaki szürke radiarlit és pala.

D) Kalcittal töltött hólyagüregek és folyási csatorna a tömött illeszkedésű párnaláva fácies egyik lávanyelvében.

E) Zebra-szövetű párnaláva.

4. tábla: Vulkanológiai fáciesek és makroszkópos megfigyelések a nagy-rézoldali kőfejtőben

A-B) A nagy-rézoldali kőfejtő 2007-ben készített panorámaképe.

C) A nagy-rézoldali kőfejtőben megfigyelhető vulkanológiai fáciesek rajza (a fehér betűk a D-E képek készítésének helyét mutatják).

D) Cikk-cakk eres tömött illeszkedésű párnaláva.

E) Apró hólyagüreges tömött illeszkedésű párnaláva.

5. tábla: Vulkanológiai fáciesek és makroszkópos megfigyelések a reszél-tetői kőfejtőben

- A) A reszél-tetői kőfejtő 2006-ban készített panorámaképe.
- B) A reszél-tetői kőfejtőben megfigyelhető vulkanológiai fáciesek rajza (a fehér betűk a C-F képek készítésének helyét mutatják).
- C) Zebra-szövetű párnaláva a kőfejtő keleti végéből.
- D) Tömött illeszkedésű párnaláva. A fiatalodási irány egyértelműen látható, sárga nyíllal jelezve.
- E) Peperites fácies, ahol vörös mészkő keveredik a szürkészöld bazalttal.
- F) Nagy bazaltfragmentumok és köztük kalcit, kőzetüveg és mészkő darabokat tartalmazó cementanyag az *in situ* hialoklasztit breccsában, a bánya nyugati végében.

6. tábla: A darnói bazalttípusok mikroszkópi megjelenése

- A) A báj-pataki típusú bazalt tipikus szöveti képe. Többnyire interszertális szövet jellemző, amit a plagioklász lécek és az apró, barna klinopiroxén lécek jelölnek ki. A mikrokristályos-üveges alapanyag általában kloritosodik, de a kőzetben a képen is látható világosabb „csomók” is jellemzőek, ott nem jelenik meg klorit. Előfordulnak továbbá főképp kalcittal és klorittal töltött olivin utáni átalakok is (1N, Báj-patak É kőfejtő).
- B) Báj-pataki típusú bazalt az RM-131-es mélyfúrásból, 257 méterről (1N).
- C) A mély-völgyi típusú bazalt tipikus szöveti képe. A szövet többnyire interszertális (enyhe porfirok jelleggel), elég sok üveges-mikrokristályos anyag jelenik meg a két mérettartományban megjelenő, gyakran vázkristályos plagioklász lécek között (1N, mély-völgyi kőfejtő).
- D) Mély-völgyi típusú bazalt az RM-131-es mélyfúrásból, 792 méterről. (1N)
- E) A nagy-rézoldali típusú bazalt tipikus szöveti képe. Általában interszertális szövet jellemző és a plagioklász kristályok között piroxén lécek megjelenése is jellemző (1N, nagy-rézoldali kőfejtő)
- F) Nagy-rézoldali típusú bazalt az RM-131-es mélyfúrásból, 692 méterről (1N)
- G) A reszél-tetői típusú bazalt tipikus szöveti képe. A többnyire variolitos szövetet vázkristályos plagioklász kristályok rajzolják ki, ezeken felül többnyire kalcittal és klorittal töltött olivin utáni átalakok is jellemzőek (1N, reszél-tetői kőfejtő).
- H) Reszél-tetői típusú bazalt az RM-136-os mélyfúrásból, 222 méterről (1N)

7. tábla: Vulkanológiai fáciesek és makroszkópos megfigyelések az egerbaktai kőfejtőben

- A) Az egerbaktai kőfejtő 2007-ben készített panorámaképe.
- B) Az egerbaktai kőfejtőben megfigyelhető vulkanológiai fáciesek rajza (a fehér betűk a C-F képek készítésének helyét mutatják).
- C) Párnaláva darabos hialoklasztit breccsa a bánya északnyugati végéből.

- D) Peperites fácies, ahol a zöld bazalt fekete, egykori finomszemcsés sziliciklasztos üledékek keveredik. A kőzetet utólagos erek metszik.
- E) A peperites fácies szelő utólagos erek üregeiben benn-nőtt datolit krisályok találhatók.
- F) Tömött illeszkedésű párnaláva, a párnák között kis mennyiségű hialoklasztit breccsával. A párnákat azok határait is metsző utólagos erek szelik.

8. tábla: Terepi, makroszkópos és mikroszkópos megfigyelések a szarvaskői-típusú bazaltlőhelyeken

- A) Párnaláva feltárás Szarvaskő mellett.
- B) A Reszél-tetőtől északra, a Laskó-patak völgyében található természetes feltárások.
- C) Kanyargó lávanyelv és párnalávák Szarvaskőn.
- D) Az egerbaktai kőfejtőben található bazalt jellemző mikroszkópos szöveti képe. A plagioklász és a klinopiroxén is két mérettartományban, porfíros elegyrészként és alapanyag alkotóként is megjelenik. A piroxén gyakran homokóra kioltást mutat (összetételbeli zónásság okozza). A bazaltot igen vékony, hűléshez kötődő kalcit ér szeli (+N).
- E) Egy homokóra kioltású piroxén viaszszórt elektron képe, jól látszik az összetételbeli zónásság.
- F) A Reszél-tetőtől É, Laskó-patak völgyoldali feltárás bazaltjának mikroszkópi képe. A porfíros elegyrészek gyakran aggregátumokként jelennek meg, körülöttük finomszemcsés plagioklász, piroxén, és igen sok kloritosodott kőzetüveg, mikrokristályos anyag található (1N)
- G) A szarvaskői bazalt szöveti képe. A plagioklász és a piroxén itt is kétféle mérettartományban jelenik meg, és közöttük igen sok klorit található (1N).

9. tábla: Vulkanológiai fáciesek és makroszkópos megfigyelések a hruškoveci kőfejtőben

- A) A hruškoveci kőfejtő 2008-ban készült panorámaképe.
- B) A hruškoveci kőfejtőben megfigyelhető vulkanológiai fáciesek rajza (a fehér betűk a C-F képek készítésének helyét mutatják).
- C) Párnaláva darabos hialoklasztit breccsa. Zöld üveges-kloritos szegélyű, vörös, hólyagüreges bazalt klasztok találhatók az üvegdarabokból és hidrotermás ásványból álló mátrixban.
- D) Cikk-cakk eres kanyargó lávanyelv és párnaláva a tömött illeszkedésű párnaláva fáciesben.
- E) Mésző és bazalt kaotikus keveredése a peperites fáciesben. A mésző a bazalt hűlési repedéseibe is beszivárgott.
- F) Zebra-szövetű párnaláva a tömött illeszkedésű párnaláva fáciesben.

10. tábla: Vulkanológiai fáciesek és makroszkópos megfigyelések a vareš-smrekai kőfejtőben

- A) A vareš-smrekai kőfejtő 2011-ben készített panorámaképe.
- B) A vareš-smrekai kőfejtőben megfigyelhető vulkanológiai fáciesek rajza (a fehér betűk a C-E képek készítésének helyét mutatják).
- C) A tömött illeszkedésű párnaláva fácies.
- D) Vörös mészkő keveredik a párnák közötti hialoklasztit breccsával, ill. beszűrődik a párnák hűlési repedéseibe is.
- E) Vörös mészkő kaotikus keveredése a bazalttal.

11. tábla: Vulkanológiai fáciesek a stragopetrai feltárásokban

- A-B) A Stragopetra keleti oldalán található, Lavdha felé vezető műút menti feltárás panorámaképe.
- C-D) A fenti feltárásban megfigyelhető vulkanológiai fáciesek rajza.
- E) A Stragopetra délkeleti oldalán található, Grevena-Perivoli műút menti feltárás panorámaképe.
- F) A fenti feltárásban megfigyelhető vulkanológiai fáciesek rajza.

12. tábla: Terepi és makroszkópos megfigyelések a stragopetrai feltárásokban

- A) A Stragopetra déli oldalán található, Grevena-Perivoli műút menti feltárás panorámaképe. Az útbevágás teljes egészében peperites fáciest tár fel.
- B) A hegy magasabb zónájában található egyik feltárás fotója. A természetes kibukkanásban tömött illeszkedésű, 1-4 mm-es hólyagüregeket tartalmazó vörössesszürke bazalt figyelhető meg.
- C) A hegy magasabb zónájában található másik természetes feltárás fotója. A kibukkanásban egymással tektonikus kapcsolatban figyelhető meg utólagos folyamatok során erősen felbreccsásodott tömött illeszkedésű bazalt és a peperites fácies.
- D) A hegy délkeleti oldalában található, az előző tábla E-F képen bemutatott feltárás zebra-szövetű párnalávája. Az ásványsávok jelzik az egykori fiatalodási irányt (a sávoknak mindig az alja egyenes, a teteje hullámos, Palinkas et al., 2008).
- E) Hűlési repedésekkel szabdalts (cikk-cakk eres) párnaláva felszín az előző tábla E-F képen bemutatott feltárásból.
- F) Kaotikus bazalt-mészkő keveredés az előző tábla A-D képen bemutatott feltárásból.
- G) Fluidális peperit az e tábla A képen bemutatott feltárásból. A bazalttal keveredő mészkő felhabosodott, míg a bazalt erősen hólyagüreges megjelenésű.

13. tábla: A hruskoveci, vareši és stragopetrai bazalt mikroszkópi megjelenése

- A) A hruskoveci bazalt jellemző szöveti képe. Jellemzőek a vázkristályos plagioklászok, köztük mikrokristályos anyag található (1N).

- B) Durvább kristályos bazaltváltozat Varesből. A plagioklász két mérettartományban fordul elő, és a piroxének itt táblás habitusúak, ellentétben a C-D kép léces változatával (1N).
- C) Klorittal és kevés prehnittel töltött olivin utáni átalakok a léces klinopiroxént és plagioklászt tartalmazó alanyagban Varesből (1N).
- D) Porfíros jellegű bazaltváltozat Varesből. A plagioklász két mérettartományban fordul elő, a klinopiroxén apró lécek formájában jelenik csak meg (1N).
- E) Stragopetrai bazalt szövetség a hegy déli oldalán található feltárásból. A plagioklász egészen finomszemcsés, a kevés megjelenést sokszor csak a hematit rajzolja ki. Az olivin utáni átalakokat főleg kalcit tölti ki (1N).
- F) Tipikus stragopetrai bazalt szövetség a hegy déli oldalán található feltárásból. Itt a plagioklászok vázkristályos jellege már jól látható, az olivin utáni átalakokat többnyire kalcit tölti ki (1N).
- G) Kévésen elhelyezkedő plagioklászok a Stragopetra-hegy délkeleti oldalán található feltárás bazaltjában (+N).
- H) A Stragopetra déli oldalán található feltárás doleritje. A durvaszemcsés plagioklász lécek-táblák között klorit és helyenként a kép közepén látható módon csomókban megjelenő finomabb szemcsés kőzet fordul elő. Igen apró szemcsés klinopiroxén kristályok előfordulnak (1N).

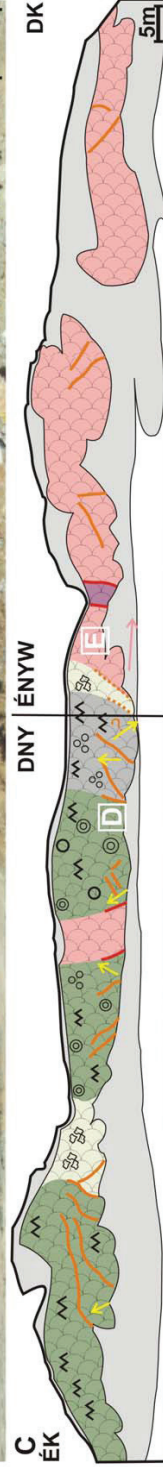
14. tábla: A különböző lelőhelyek peperites fáciesének mikroszkópos szöveti jellemzői

- A) Mészko a reszél-tetői peperites fáciesből. A kalcitszemcsék között elvértve plagioklász léctörédek találhatók (Reszél-tető, 1N).
- B) Bazalt és mészko kaotikus keveredése a Báj-patak É kőfejtő peperites fácieséből. A mészko-ban a bazaltdarabok, kloritosodott kőzetüveg darabok és plagioklász léctörédek is találhatók (Báj-patak É, 1N).
- C) Erősen üveges bazaltdarab a radioláriát is tartalmazó mészko-ban a vareši peperites fáciesben (Vareš, 1N).
- D) Mészko beszűrődés egy vareši párnaláva cikk-cakk erezésében (Vareš, 1N).
- E) Erősen üveges bazalt és filamentumos mikrofáciesű mészko kaotikus keveredése a Stragopetra D útbevágás peperites fáciesében (Stragopetra, 1N).
- F) Kaotikusan keveredő üveges bazalt és mikrites mészko a Stragopetra DNY magasabban fekvő feltárásának peperites fácieséből (Stragopetra, 1N).
- G) Igen sok plagioklász léctörék és egy bazalt darab a Stragopetra D útbevágás peperites fáciesében (Stragopetra, 1N).
- H) Teljes egészében hidrotermás ásványokká, így többnyire kvarccá és (akár ikerlemezes) albittá alakult egykori finomszemcsés (aleurit szemcsemérettartomány) szilicikalszitos kőzet az egerbaktai peperites fáciesből (Egerbakta, +N).

15. tábla: A hidrotermás folyamatok mikroszkópos jellemzői a különböző lelőhelyekről

- A) Hólyagüreget és zebra-szövetű párnaláva ásványsávját (felső sarokban) kitöltő kalcit a hematitosodott bazaltban (Reszél-tető, 1N)
- B) Hólyagüreget főleg kalcit tölt ki, ám a falán kevés korai klorit is megjelenik (RM-131, 1N)
- C) Csak klorittal kitöltött apró hólyagüreg, és kalcittal ill. kvarccal kitöltött olivin utáni alakak a bazaltban (RM-131, 1N)
- D) A párnák közti hialoklasztitbreccsa cementanyaga (Mély-völgy, 1N)
- E) Erősen üveges bazalt klaszt a hialoklasztit breccsában. Jól látható a szegély felé erősen üveges, majd a szferulitos, aztán pedig a variolitos felé átmenetet mutató szövet (RM-131, 1N)
- F) Bazalt klaszt viaszszórt elektronképe párnaláva darabos hialoklasztit breccsából. Az egykori olivin utáni alakokban pumpellyit és klorit jelenik meg, míg a kőzetben gyakran porfiroz elegyrész méretű plagioklászra nőnek a kevésen elhelyezkedő, mára erősen átalakult alapanyag plagioklászok. Az alapanyag is kloritosodik (hosszú-völgyi kőfejtő)
- G) Idősebb (magasabb hőmérsékleten keletkezett) főképp kvarccal és prehnittel töltött eret szel a fiatalabb (alacsonyabb hőmérsékleten keletkezett) csak kalcittal töltött ér. (RM-131, +N)
- H) Sajátalakú pirit, ami a szegélye felől hematitá alakul (Nagy-Rézoldal, refl. 1N)
- I) Kalcittal töltött hólyagüregben gazdag bazalt (Stragopetra, 1N)
- J) Szivacsos, rosszul átlátszó kalcittal töltött cikk-cakk eret metsz egy fiatalabb kalcit hajszálér (Stragopetra, 1N)
- K) Durvakristályos hematit egy kalcitos üregkitöltésben, ill. finomszemcsés hematit itatja át a bazaltot is. Jól látszik a hematit erős belső reflexe (Stragopetra, refl. +N)
- L) Sajátalakú laumontit kristály kalcittal a peperites fácies erezésében (Stragopetra, 1N)
- M) Kétfázisú (L+V) negatív kristály alaku elsődleges folyadékzárvány a varesi cikk-cakk ér kalcitjába (Vareš, 1N).
- N) Kétfázisú (L+V) negatív kristály alakú elsődleges folyadékzárvány az egerbaktai hűlési repedést kitöltő kalcitban, mellette egyfázisú (L) másodlagos zárványokat tartalmazó sík látszik (Egerbakta, 1N)
- O) A datolít P1, P2 és S2 zárványgenerációi egy víztízta kristályban (Egerbakta, 1N)

Báj-patak É kőfejtő



- tektonikus kontaktus (nem fácieshatár)
- folyamatos fáciesátmenet
- tektonizált zóna / vető
- párlalávák fiatalodási iránya
- a mérszko mennyiségének növekedése a
- peperites fáciesben
- cikk-cakk erek
- erősen szferrolitos felszínű bazalt
- apró hólyagüregek
- nagyobb hólyagüregek

	peperites bazalt
	Mély-völgyi típusú bazalt
	tömött illeszkedésű (üdebb) bazalt
	tömött illeszkedésű bazalt
	In situ hialoklasztit breccsa
	törmelék



A
DNY

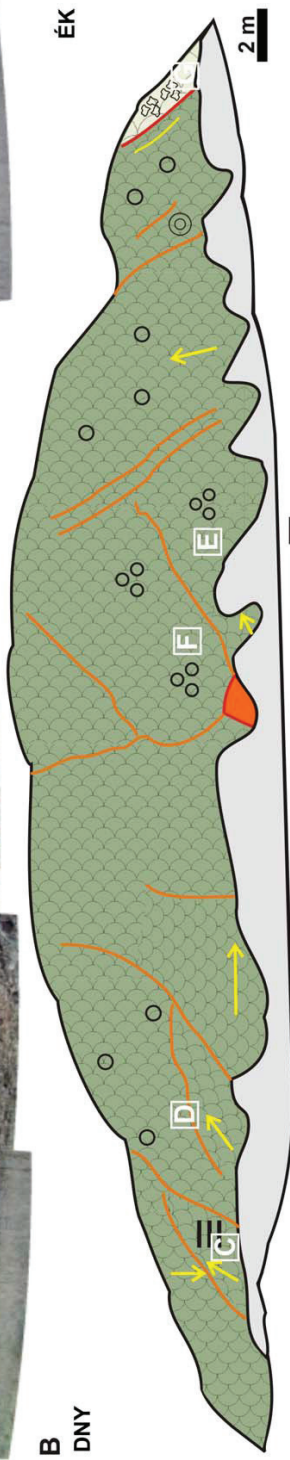
Hosszú-völgy, kőfejtő

ÉK

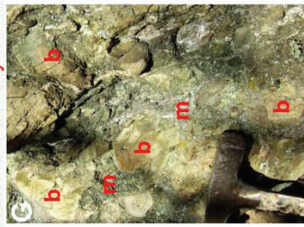
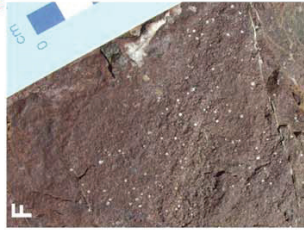


B
DNY

ÉK

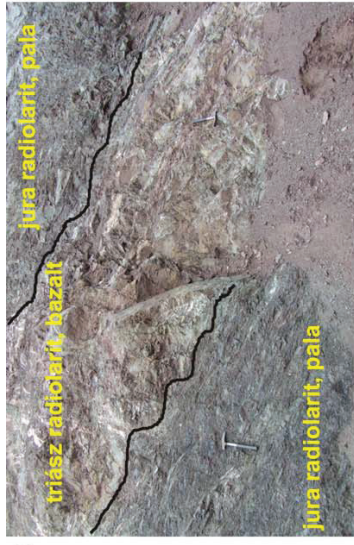


- — — tectonikus kontaktus (nem fácieshatár)
- — — tectonizált zóna / vető
- — — párnalávák fiatalodási iránya
- tömött illeszkedésű párnaláva
- párnaláva darabos
- hialoklasztit breccsa
- törmelék
- zebra-szövetű párnaláva
- erősen szferulitos bazalt
- apró hólyagüregek
- nagyobb hólyagüregek



b: bazalt; m: üveg és
hidrotermás ásvány mátrix

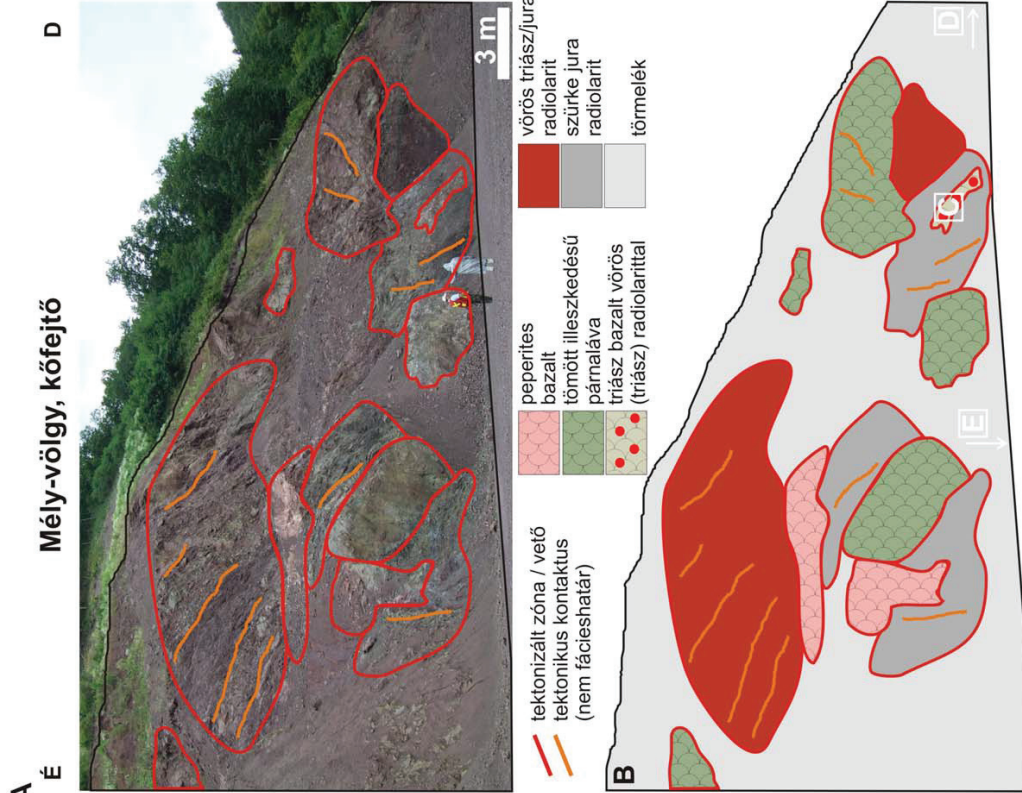
3. tábla



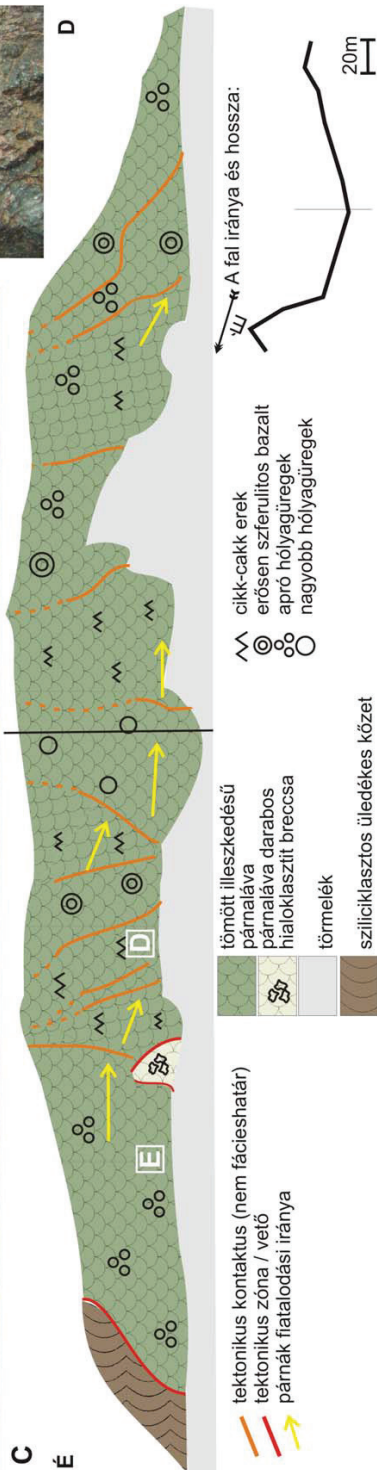
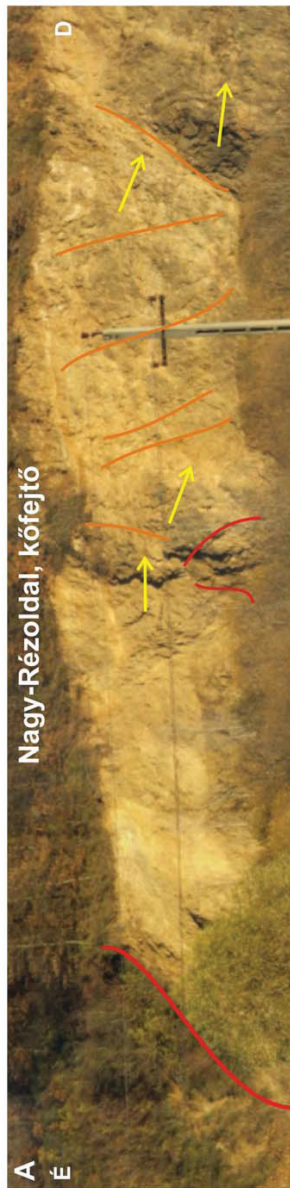
C

D

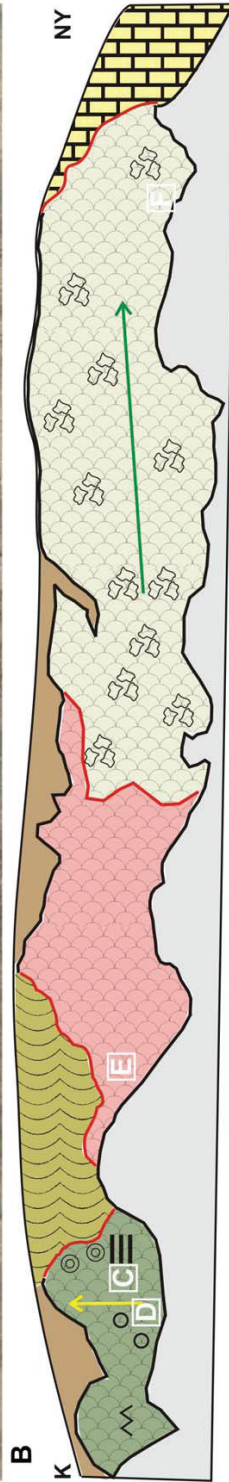
E



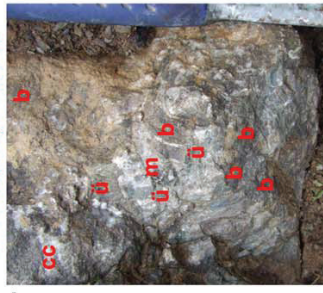
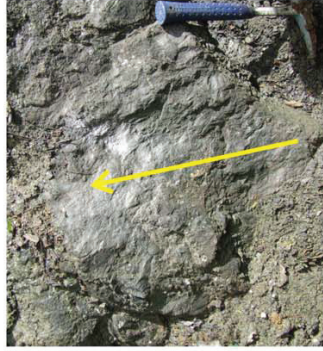
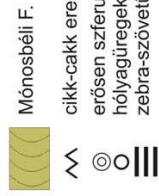
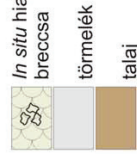
4. tábla



Reszél-tető, kőfejtő



- tektonizált zóna / vető /
- fácies határ
- pármálavák fiatalodási iránya
- a pármálava darabok mennyiségének növekedése a breccsában



cc - kalcit; ü - üveg;
m - mészkő; b - bazalt

6. tabla

A

1N



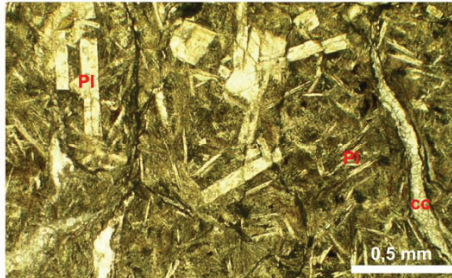
B

1N



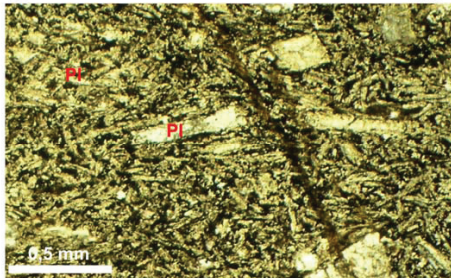
C

1N



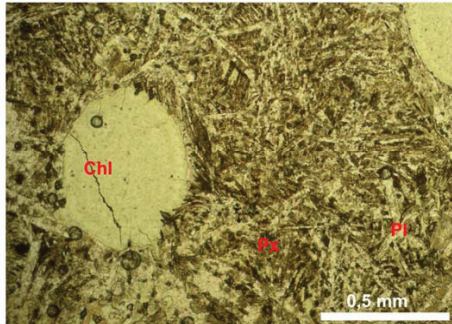
D

1N



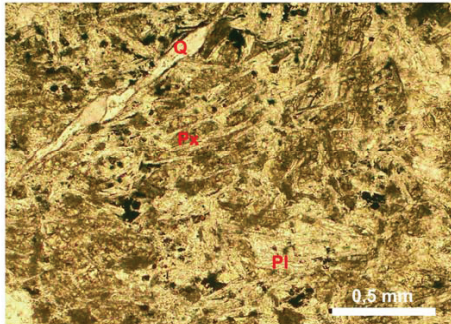
E

1N



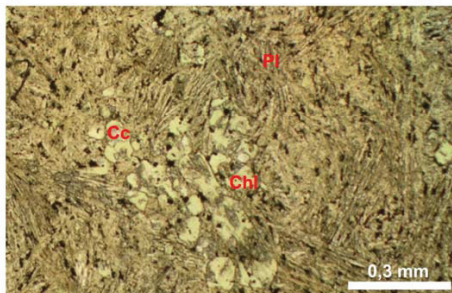
F

1N



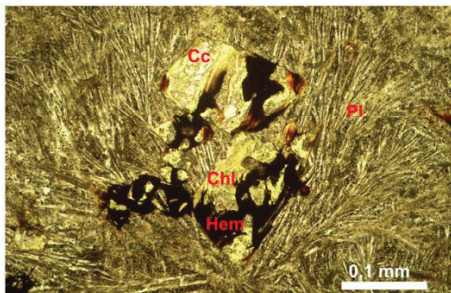
G

1N

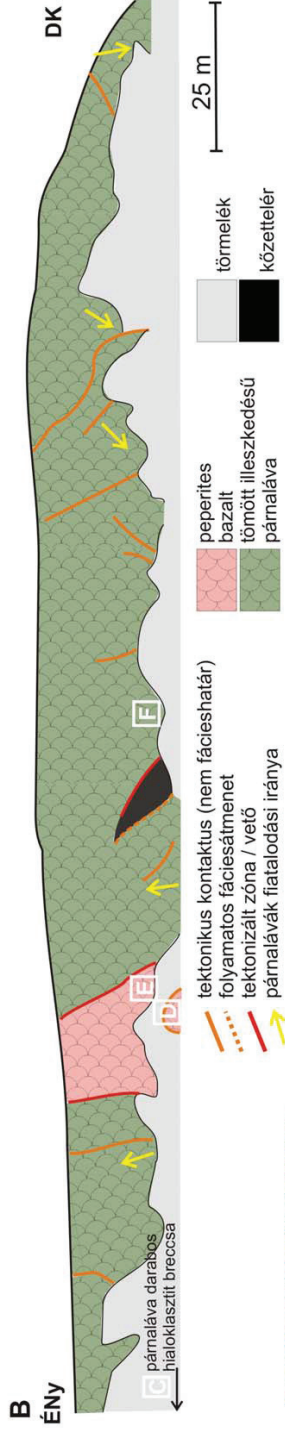
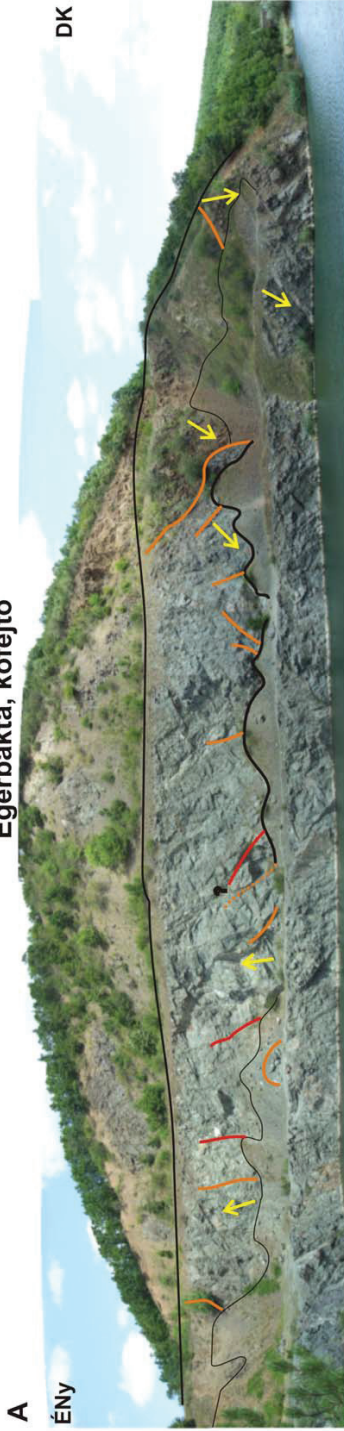


H

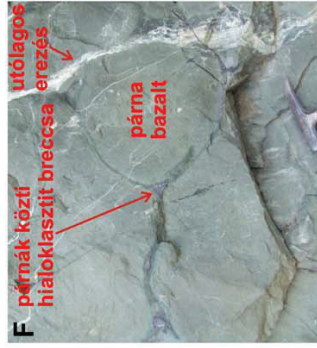
1N



Egerbakta, kőfejtő



b: bazalt; m: üvegdarabokból és
hidrotermás ásványokból álló mátrix



8. tabla

A



B

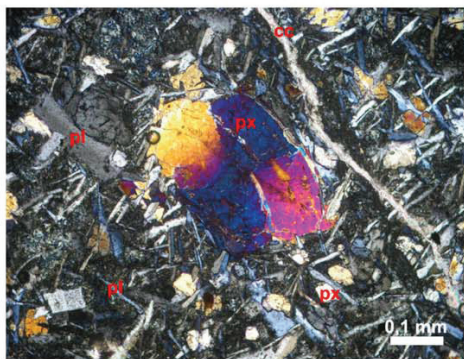


C

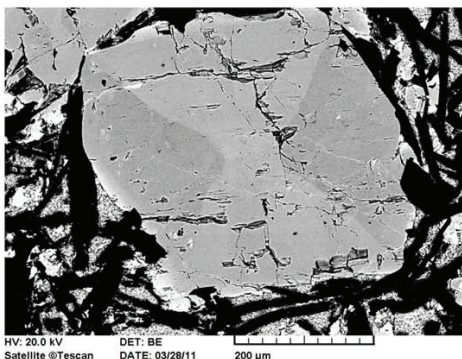


D

+N

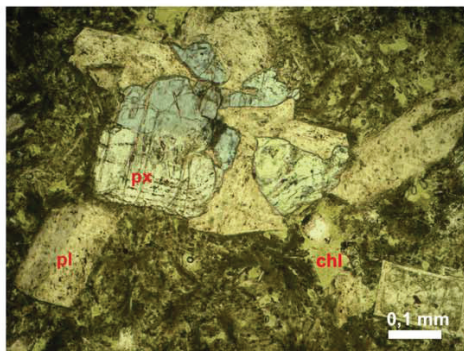


E



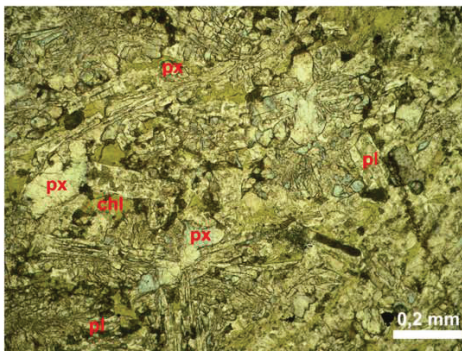
F

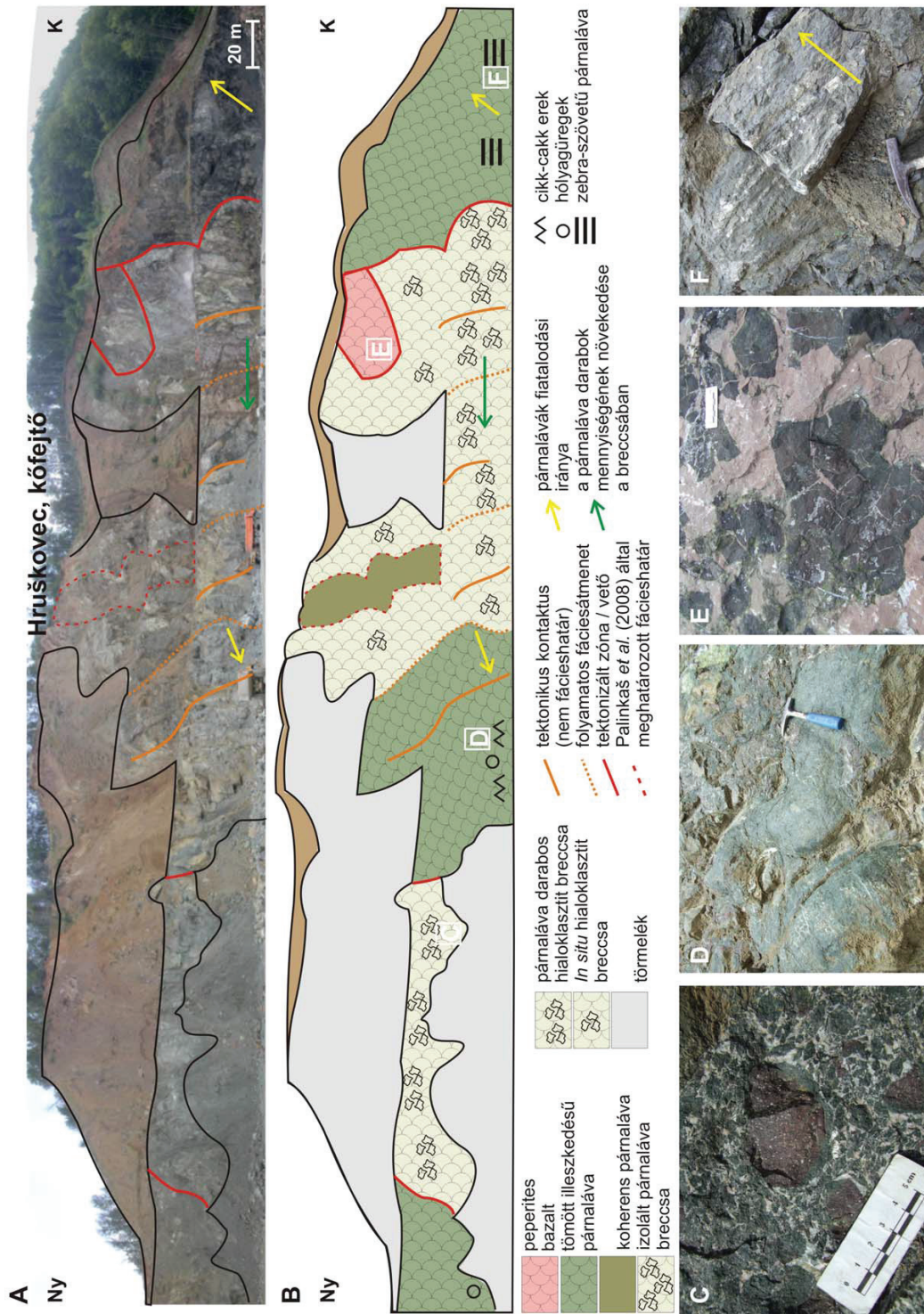
1N

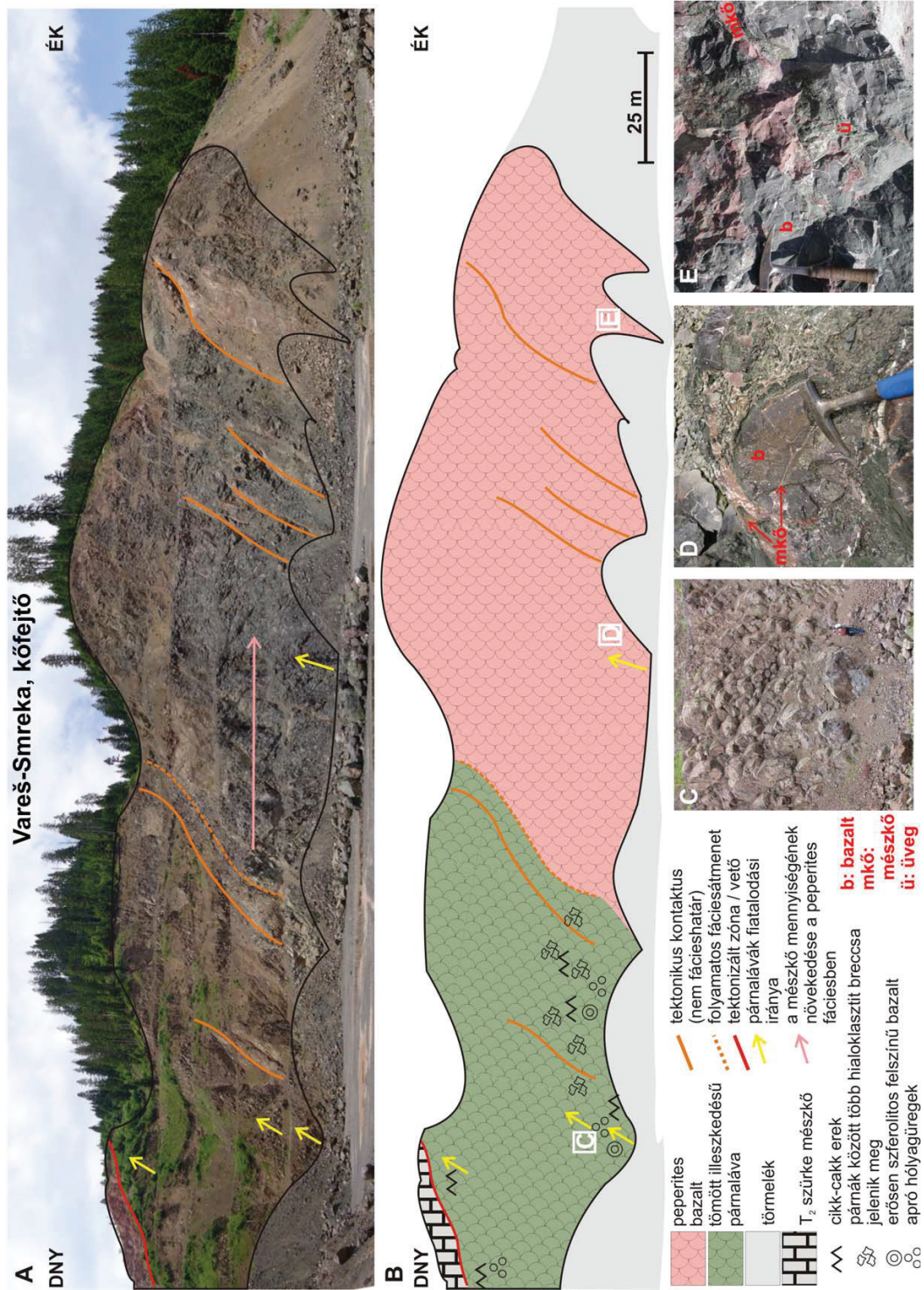


G

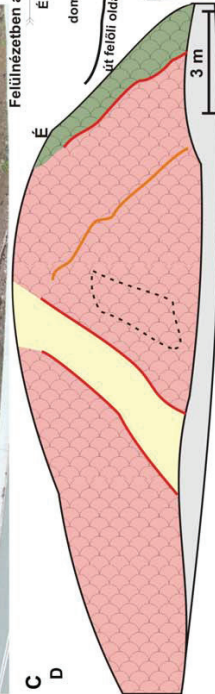
1N



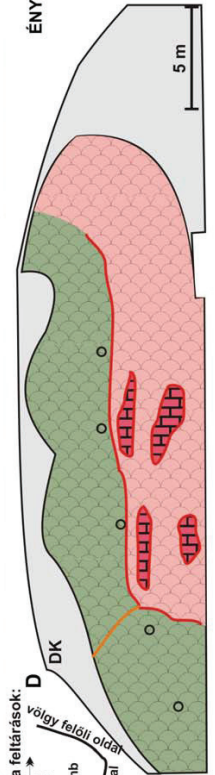




A Stragopetra K, feltárás a Lavdha-felé tartó út mentén, út felőli oldal B



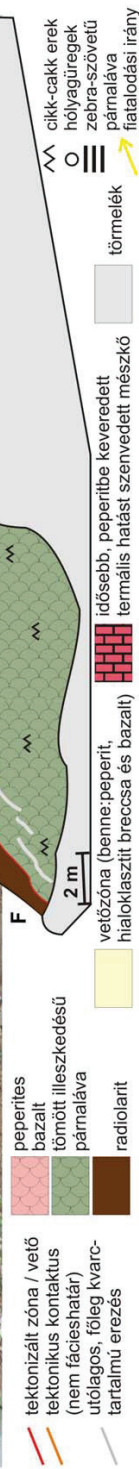
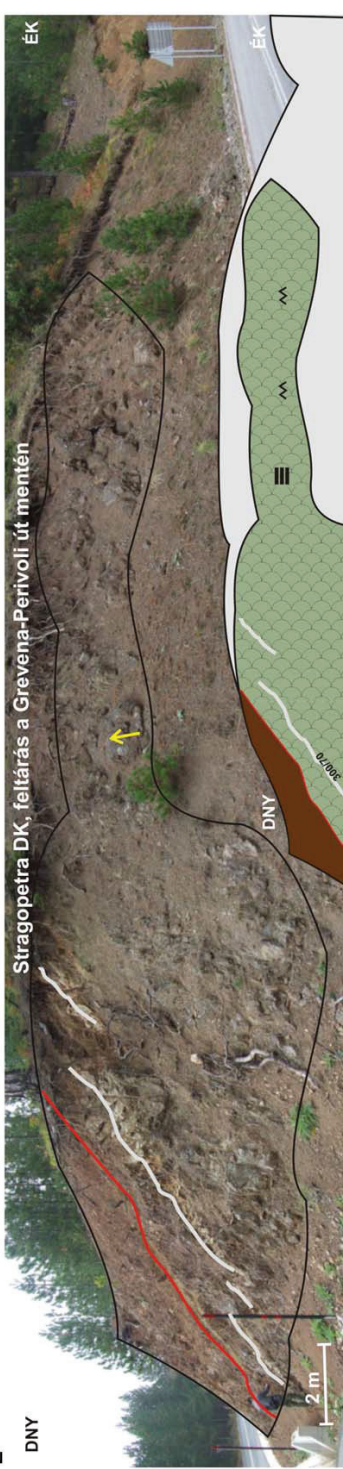
Stragopetra K, feltárás a Lavdha-felé tartó út mentén, völgy felőli oldal



E

DNY

Stragopetra DK, feltárás a Grevena-Perivoli út mentén



tektonizált zóna / vető
bazalt
törmött illeszkedésű
pámaláva
radiolant

peperites
bazalt
törmött illeszkedésű
pámaláva
radiolant

vetőzóna (benne: peperit,
hialoklasztit breccsa és bazalt)

idősebb, peperitbe keveredett
termális hatást szenvedett mészkő

törmelék

hőlyagüregek
zebra-szővetű
pámaláva

cikk-cakk erek
hőlyagüregek
zebra-szővetű
pámaláva

fiatalodási irány

12. tábla

A



B



C



D



E



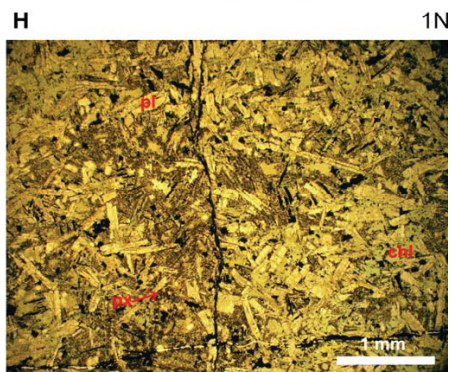
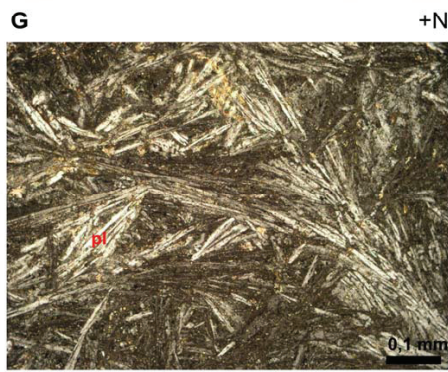
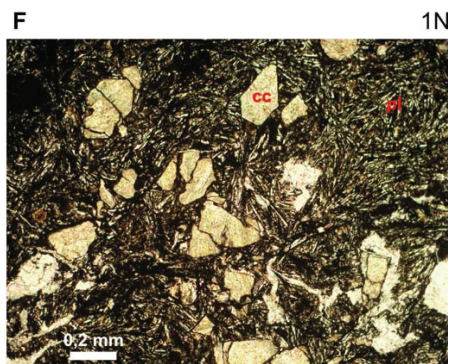
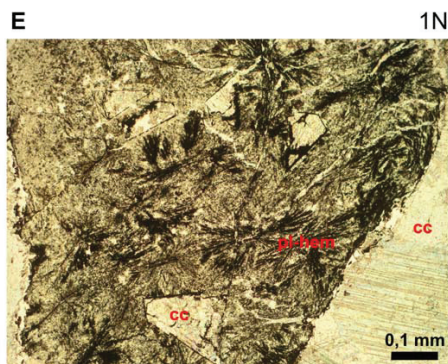
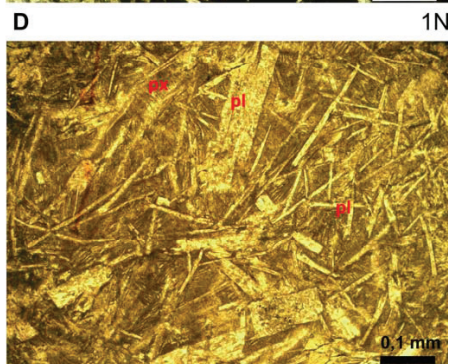
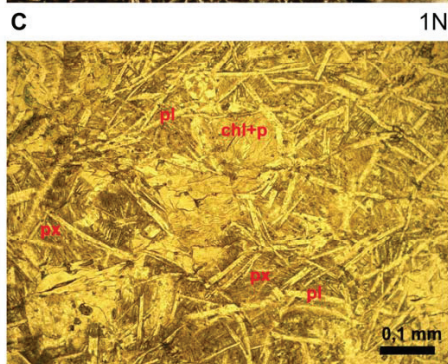
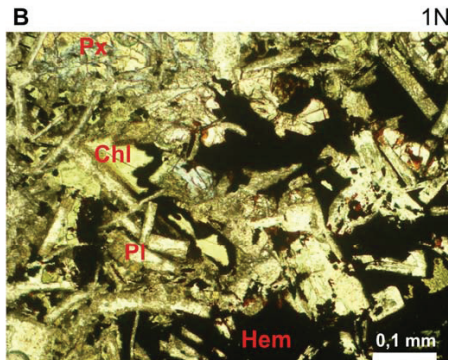
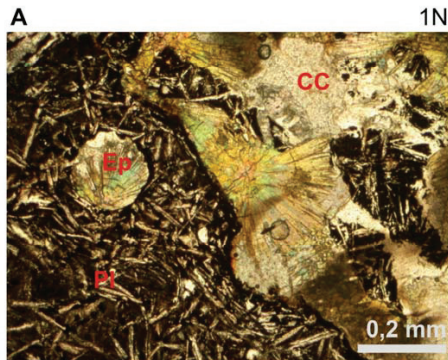
F



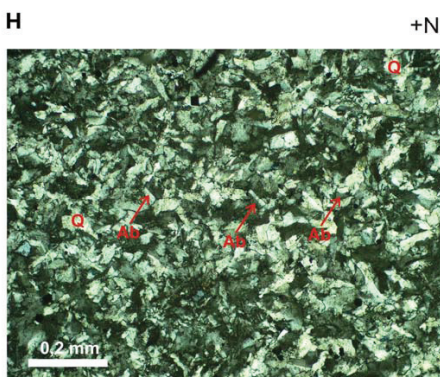
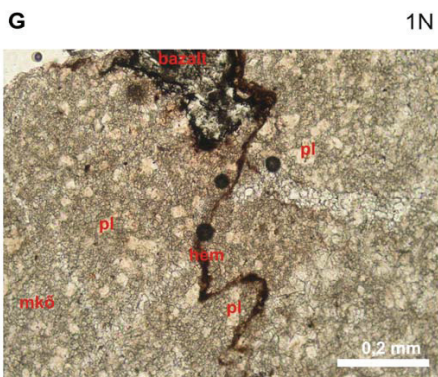
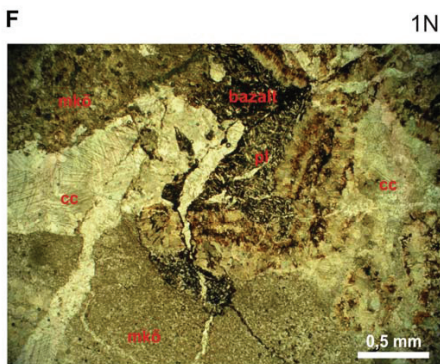
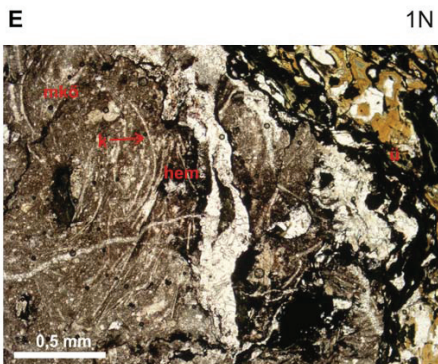
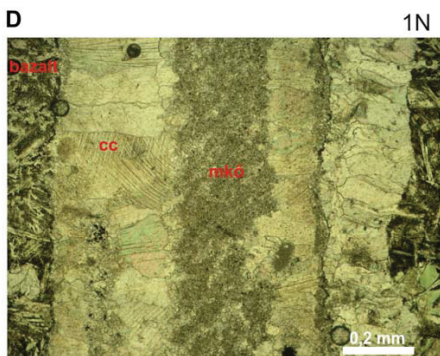
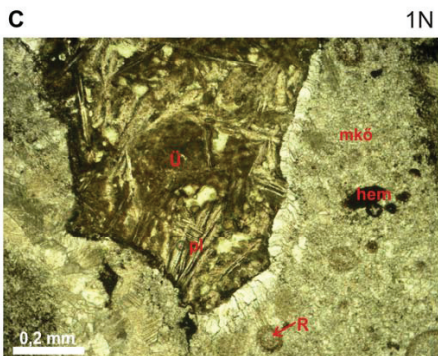
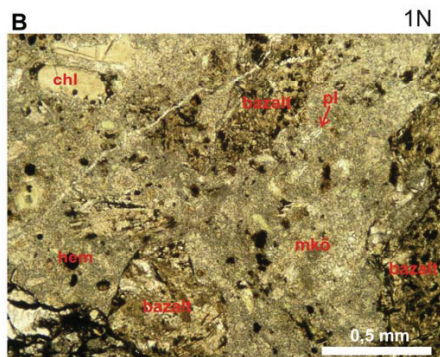
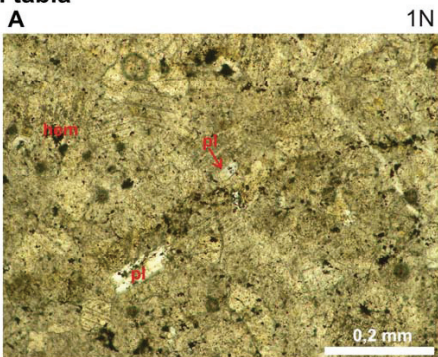
G



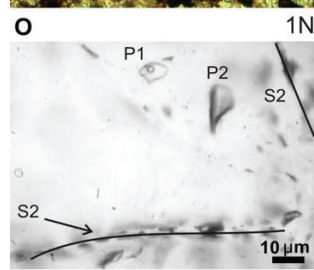
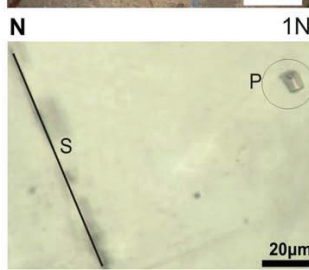
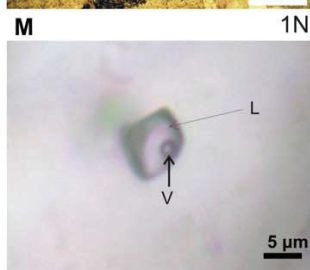
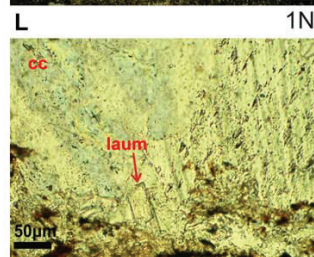
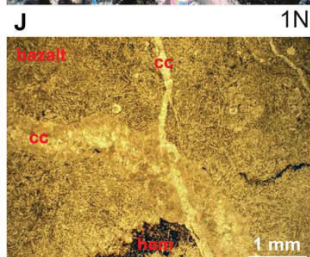
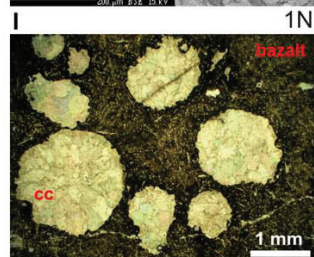
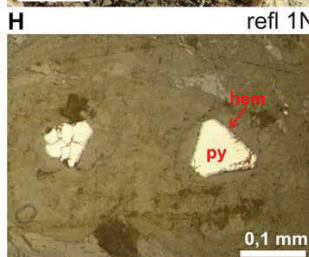
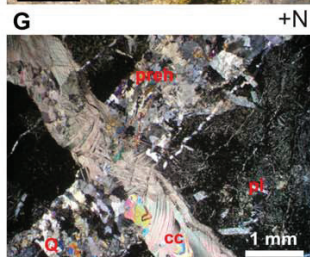
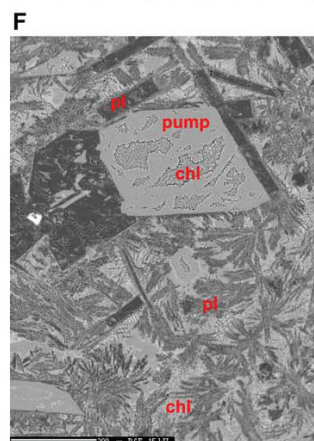
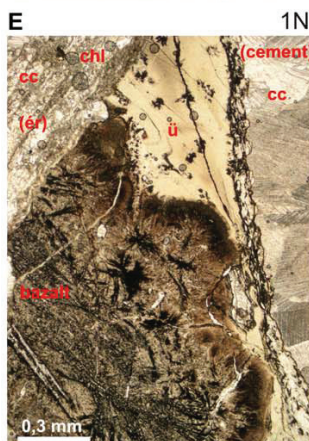
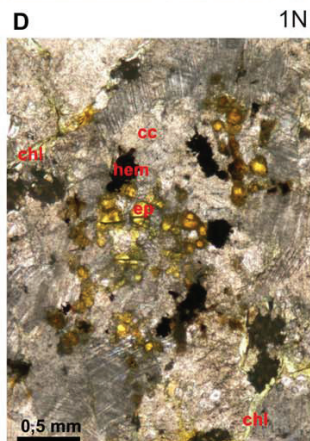
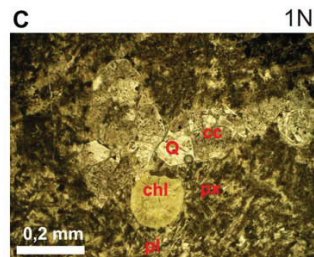
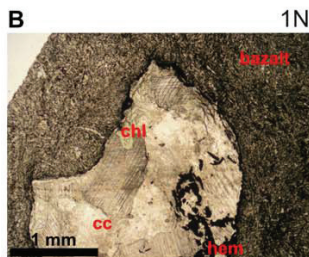
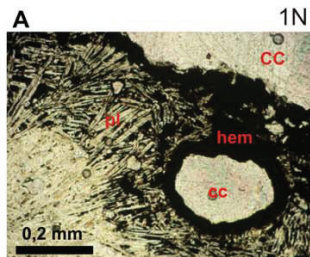
13. tábla



14. tabla



15. tabla



Függelék

A 1-3: A SEM+EDS mérések eredményei.

B 1: A röntgen pordiffrakciós vizsgálatok eredményei.

C 1-11: A folyadékzárvány mikrotermometriai mérések eredményei.

D 1 : A klorit elektronmikroszondás méréseinek eredményei.

E 1: A datolit elektronmikroszondás méréseinek eredményei.

F 1-2: A geokémiai elemzések eredményei.

G 1: A tömeg vándorlás számítás eredményei.

A-1: a plagioklászok SEM+EDS mérésének eredményei.

			Na ₂ O	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	Totál	Na	Al	Si	K	Ca	Totál	
Egerbaktó, kőcfejtő	porfiroso albit	1	11,32	19,60	69,25	d.l.a.	d.l.a.	100,17	0,95	1,00	3,01	d.l.a.	d.l.a.	4,96	
		2	10,80	19,75	68,46	d.l.a.	d.l.a.	99,01	0,92	1,02	3,00	d.l.a.	d.l.a.	4,94	
		3	10,85	19,67	69,34	d.l.a.	d.l.a.	99,86	0,91	1,01	3,02	d.l.a.	d.l.a.	4,94	
		4	10,75	19,85	68,87	d.l.a.	0,12	99,59	0,91	1,02	3,00	d.l.a.	0,01	4,94	
		5	10,21	20,00	69,29	d.l.a.	d.l.a.	99,50	0,86	1,03	3,02	d.l.a.	d.l.a.	4,91	
	átlag		10,79	19,77	69,04	d.l.a.	0,12	99,63	0,91	1,02	3,01	d.l.a.	0,01	4,94	
	alapanyag albit	1	11,02	20,09	68,59	d.l.a.	0,20	99,90	0,93	1,03	2,99	d.l.a.	0,01	4,96	
		2	10,55	19,78	69,00	d.l.a.	d.l.a.	99,33	0,89	1,02	3,01	d.l.a.	d.l.a.	4,92	
		3	10,53	19,84	68,77	d.l.a.	d.l.a.	99,14	0,89	1,02	3,01	d.l.a.	d.l.a.	4,92	
		átlag		10,70	19,90	68,79	d.l.a.	0,20	99,46	0,90	1,02	3,00	d.l.a.	0,01	4,93
Hruskovec, kőcfejtő		alapanyag albit	1	9,93	20,04	69,49	d.l.a.	0,33	99,79	0,83	1,02	3,02	d.l.a.	0,02	4,89
	2		9,70	20,03	69,40	d.l.a.	0,56	99,69	0,82	1,03	3,01	d.l.a.	0,03	4,89	
	3		10,47	20,09	69,11	d.l.a.	0,32	99,99	0,88	1,03	3,00	d.l.a.	0,01	4,92	
	4		9,88	19,59	69,54	d.l.a.	0,27	99,28	0,83	1,01	3,03	d.l.a.	0,01	4,88	
	5		9,64	20,32	68,63	d.l.a.	0,70	99,29	0,82	1,05	3,00	d.l.a.	0,03	4,90	
	átlag		9,92	20,01	69,23	d.l.a.	0,44	99,61	0,84	1,03	3,01	d.l.a.	0,02	4,90	
	Mély-völgy, kőcfejtő		porfiroso albit	1	10,57	20,17	67,69	d.l.a.	0,64	99,07	0,90	1,04	2,98	d.l.a.	0,03
2		10,90		20,14	67,64	d.l.a.	0,57	99,25	0,93	1,04	2,97	d.l.a.	0,03	4,97	
3		10,23		20,39	68,03	d.l.a.	0,76	99,41	0,87	1,05	2,98	d.l.a.	0,04	4,94	
4		10,36		20,23	68,92	d.l.a.	0,26	99,77	0,87	1,04	3,00	d.l.a.	0,01	4,92	
5		10,11		20,38	68,64	d.l.a.	0,58	99,71	0,85	1,05	2,99	d.l.a.	0,03	4,92	
6		10,90		19,99	67,86	d.l.a.	0,43	99,18	0,93	1,04	2,98	d.l.a.	0,02	4,97	
átlag		10,51	20,22	68,13	d.l.a.	0,54	99,40	0,89	1,04	2,98	d.l.a.	0,03	4,95		
alapanyag albit		1	9,83	19,93	68,97	d.l.a.	0,56	99,29	0,83	1,03	3,01	d.l.a.	0,03	4,90	
		2	9,49	20,21	69,44	d.l.a.	0,74	99,88	0,80	1,03	3,01	d.l.a.	0,03	4,87	
		3	9,64	20,57	68,80	d.l.a.	0,74	99,75	0,81	1,05	2,99	d.l.a.	0,03	4,88	
	4	10,46	19,81	68,47	d.l.a.	0,64	99,38	0,89	1,02	3,00	d.l.a.	0,03	4,94		
átlag		9,86	20,13	68,92	d.l.a.	0,67	99,58	0,83	1,03	3,00	d.l.a.	0,03	4,90		
Nagy-Rézoldal kőcfejtő	alapanyag albit	1	9,84	20,64	68,10	d.l.a.	1,05	99,63	0,83	1,06	2,97	d.l.a.	0,05	4,91	
		2	10,22	21,22	66,64	d.l.a.	1,91	99,99	0,87	1,09	2,92	d.l.a.	0,09	4,97	
		átlag		10,03	20,93	67,37	d.l.a.	1,48	99,81	0,85	1,08	2,95	d.l.a.	0,07	4,94
Stragopetra	porfiroso albit	1	10,32	19,50	68,01	d.l.a.	2,19	100,02	0,87	1,01	2,98	d.l.a.	0,10	4,96	
	alapanyag albit	1	9,34	20,51	68,00	d.l.a.	1,64	99,49	0,79	1,06	2,97	d.l.a.	0,08	4,90	
Vareš, kőcfejtő	porfiroso albit	1	10,71	19,74	68,50	d.l.a.	0,47	99,42	0,91	1,02	3,00	d.l.a.	0,02	4,95	
		2	9,67	20,05	69,67	d.l.a.	0,58	99,97	0,81	1,02	3,02	d.l.a.	0,03	4,88	
		3	9,23	20,23	69,28	d.l.a.	0,49	99,23	0,78	1,04	3,02	d.l.a.	0,02	4,86	
		4	10,29	20,20	68,31	d.l.a.	0,55	99,35	0,87	1,04	2,99	d.l.a.	0,03	4,93	
		5	10,30	20,15	68,95	d.l.a.	0,25	99,65	0,87	1,03	3,00	d.l.a.	0,01	4,91	
		6	10,44	19,96	68,77	d.l.a.	0,57	99,74	0,88	1,03	3,00	d.l.a.	0,03	4,94	
	átlag		10,11	20,06	68,91	d.l.a.	0,49	99,56	0,85	1,03	3,01	d.l.a.	0,02	4,91	
	alapanyag albit	1	10,47	19,90	69,01	d.l.a.	0,40	99,78	0,88	1,02	3,00	d.l.a.	0,02	4,92	
		2	10,22	20,42	68,35	0,31	0,51	99,81	0,86	1,05	2,98	0,02	0,02	4,93	
		átlag		10,35	20,16	68,68	0,31	0,46	99,80	0,87	1,04	2,99	0,02	0,02	4,93

mérés adatok tömeg%-ban, kationszámok 8 oxigénre számolva kerültek megadásra

A-2: a piroxénnek SEM+EDS mérésének eredményei.

	Egerbakta, kőfejtő										Nagy-Rézoldal, kőfejtő										Vares, kőfejtő				
	porfirós augit (zónás-1)			porfirós augit (zónás-2)			porfirós augit	alapanyag augit			utólagos diopszid		alapanyag augit				alapanyag augit								
	1	2	átlag	1	2	átlag	1	1	2	átlag	1	2	3	4	átlag	1	2	3	4	átlag					
MgO	17,36	17,34	17,35	19,25	19,58	19,42	17,01	15,73	16,47	16,10	8,63	8,80	8,72	9,71	9,11	11,40	10,17	10,10	15,67	15,71	16,28	15,74	15,85		
Al ₂ O ₃	5,23	5,57	5,40	3,66	3,45	3,56	3,98	6,41	6,09	6,25	d.l.a.	2,00	2,00	8,88	8,59	8,99	7,34	8,45	4,64	5,48	4,62	4,85	4,90		
SiO ₂	50,83	50,58	50,71	52,86	52,67	52,77	51,87	49,08	50,23	49,66	52,15	51,20	51,68	42,38	41,97	44,08	44,02	43,11	50,75	50,67	51,15	50,91	50,87		
CaO	20,08	20,35	20,22	18,71	18,11	18,41	20,28	19,39	19,66	19,53	24,50	23,62	24,06	21,51	21,81	21,90	22,15	21,84	20,21	20,90	20,13	19,70	20,24		
TiO ₂	0,51	0,51	0,51	0,17	0,21	0,19	0,38	0,92	0,85	0,89	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	5,93	5,56	4,76	4,99	5,31	1,01	1,14	0,95	1,17	1,07		
Cr ₂ O ₃	0,83	0,68	0,76	0,40	0,36	0,38	0,32	d.l.a.	0,19	0,19	d.l.a.	0,08	0,08	d.l.a.	d.l.a.	0,19	d.l.a.	0,19	0,15	0,45	0,23	0,39	0,31		
MnO	0,19	0,18	0,19	0,19	0,21	0,20	0,26	0,26	0,25	0,26	1,15	0,82	0,99	0,17	0,11	0,22	0,20	0,18	0,23	d.l.a.	0,21	0,25	0,23		
FeO	4,71	4,77	4,74	5,00	5,00	5,00	5,02	7,96	6,61	7,29	13,37	12,82	13,10	11,28	12,16	9,42	11,05	10,98	7,47	5,88	6,29	6,80	6,61		
Totál	99,74	99,98	99,86	100,24	99,59	99,92	99,12	99,73	100,35	100,05	99,80	99,34	99,57	99,86	99,31	100,36	99,92	100,01	100,13	100,23	99,86	99,81	100,01		
Mg	0,95	0,94	0,95	1,04	1,06	1,05	0,93	0,87	0,90	0,89	0,50	0,50	0,50	0,55	0,53	0,64	0,58	0,58	0,86	0,86	0,89	0,86	0,87		
Al	0,23	0,24	0,24	0,16	0,15	0,16	0,17	0,28	0,26	0,27	d.l.a.	0,09	0,09	0,40	0,39	0,40	0,33	0,38	0,20	0,24	0,20	0,21	0,21		
Si	1,86	1,85	1,86	1,91	1,91	1,91	1,91	1,82	1,84	1,83	2,01	1,97	1,99	1,63	1,63	1,65	1,68	1,65	1,87	1,85	1,88	1,87	1,87		
Ca	0,79	0,80	0,80	0,72	0,70	0,71	0,80	0,77	0,77	0,77	1,01	0,97	0,99	0,88	0,91	0,88	0,91	0,90	0,80	0,82	0,79	0,78	0,80		
Ti	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,03	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	0,17	0,16	0,13	0,14	0,15	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03		
Cr	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	d.l.a.	0,01	0,01	d.l.a.	0,00	0,00	d.l.a.	d.l.a.	0,01	d.l.a.	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01		
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,03	0,04	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	d.l.a.	0,01	0,01	0,01		
Fe	0,14	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,25	0,20	0,23	0,43	0,41	0,42	0,36	0,39	0,30	0,35	0,35	0,23	0,18	0,19	0,21	0,20		
Totál	4,01	4,02	4,02	4,00	4,00	4,00	3,99	4,03	4,01	4,02	3,99	3,97	3,98	4,00	4,01	4,02	4,00	4,01	4,00	3,99	4,00	3,98	3,99		

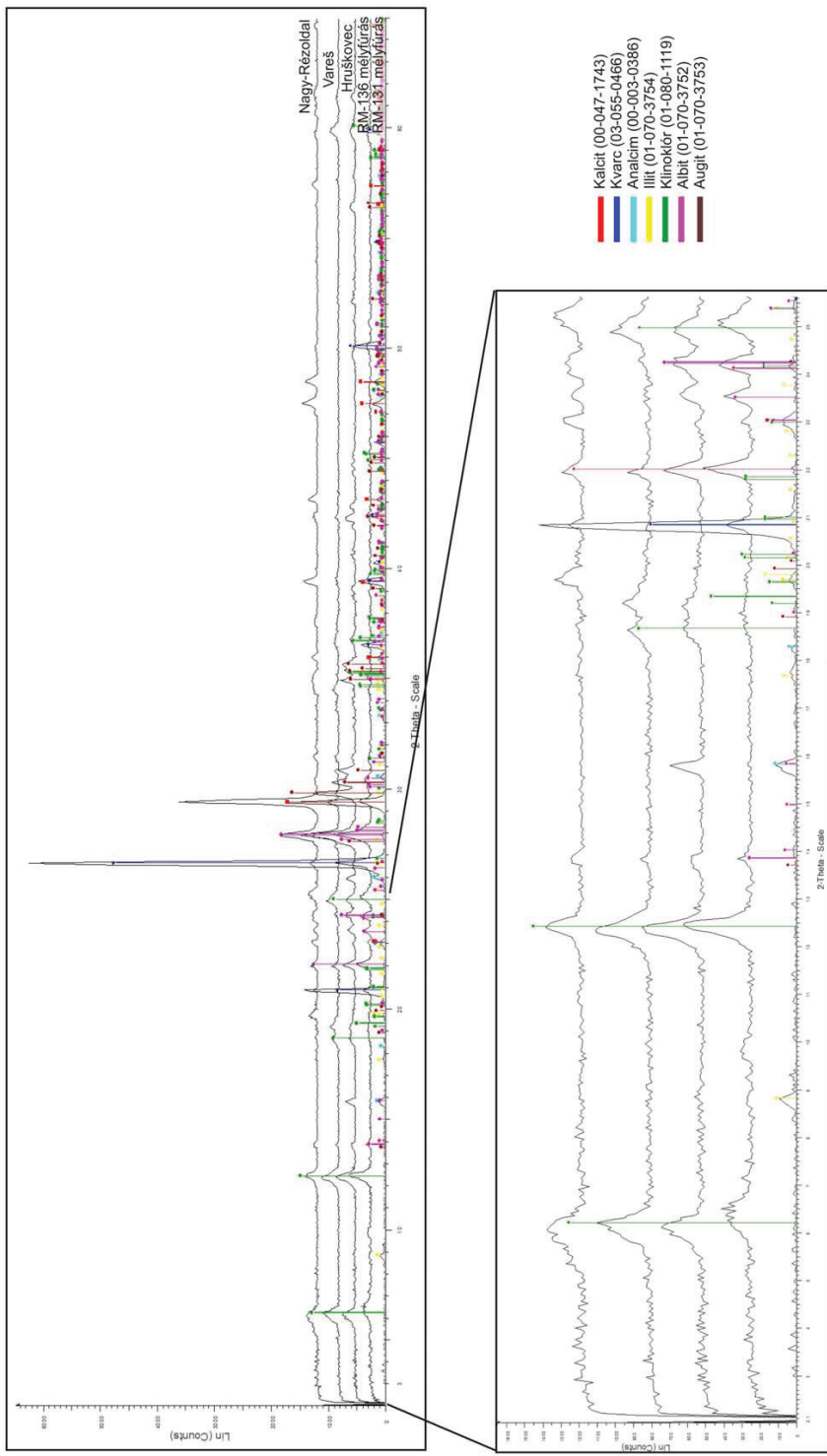
mérés adatai tömeg%-ban, kationszámok 6 oxigénre számolva kerültek megadásra
d.l.a.: detektálási limit alatt

A-3: a titanit valamint a krómspinell SEM+EDS mérési eredményei.

	Mély-völgy, kőfejtő			Nagy-Rézoldal, kőfejtő			Stragopetra		Stragopetra	
	titanit alanyanyagban			titanit alanyanyagban			titanit alanyanyagban		króm spinell (zónás-1)	króm spinell (zónás-2)
	1	2	átlag	1	2	átlag	1		1	1
Al ₂ O ₃	5,60	5,70	5,65	5,57	4,66	5,12	6,91	MgO	16,35	13,34
SiO ₂	31,80	33,90	32,85	31,94	31,80	31,87	35,52	Al ₂ O ₃	42,04	27,06
CaO	28,72	27,85	28,29	28,64	28,07	28,36	25,68	TiO ₂	0,51	1,07
TiO ₂	30,63	30,47	30,55	32,57	33,33	32,95	29,51	Cr ₂ O ₃	22,3	32,76
FeO	2,65	2,08	2,37	1,10	1,23	1,17	1,87	FeO	19,37	24,89
Tótal	99,40	100,00	99,70	99,82	99,09	99,46	99,49	Tótal	100,57	99,12
Al	0,22	0,22	0,22	0,21	0,18	0,20	0,26	Mg	0,69	0,62
Si	1,04	1,09	1,07	1,04	1,04	1,04	1,13	Al	1,39	0,99
Ca	1,01	0,96	0,99	0,99	0,98	0,99	0,88	Ti	0,01	0,02
Ti	0,75	0,74	0,75	0,79	0,82	0,81	0,71	Cr	0,5	0,8
Fe	0,07	0,06	0,07	0,03	0,03	0,03	0,05	Fe	0,46	0,65
Tótal	3,09	3,07	3,08	3,06	3,05	3,06	3,03	Tótal	3,05	3,08

mérési adatok tömeg%-ban, kationszámok titanitnál 5, spinellnél 4 oxigénre számolva kerültek megadásra

B-1: A röntgen pordiffrakciós vizsgálatok eredményei



Hosszú-völgyi kf., mikrotermometriai mérések eredményei a hólyagüregek kalcitjában								
ssz	Th (LV-L) (°C)	Th (LV-L) (°C) #2	Teut (°C)	Top (met) (°C)	Top (sta) (°C)	szalinitás (NaCl ekv s%)	jelleg	megjegyzés
1	117		-20,4		-3,2	5,26	P	
2	85	93			-2,8	4,65	P	
3	105	109		2,1			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
4	102			1,3			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
5	98			2,0			P	gőzfázis stretching hatására tér vissza
6	96			0,5	-2,4	4,03	P	gőzfázis stretching hatására tér vissza
7	117				-2,5	4,18	P	
8	115	115					P	gőzfázis nem tért vissza
9	92				-2,7	4,49	P	gőzfázis stretching hatására tér vissza
10	84			4,0	-2,7	4,49	P	gőzfázis stretching hatására tér vissza
11	109			4,0			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
12	92			2,5	-2,3	3,87	P	gőzfázis stretching hatására tér vissza
13	88				-2,9	4,80	P	gőzfázis stretching hatására tér vissza
14	101				-3,4	5,56	P	gőzfázis stretching hatására tér vissza
15	117	116		1,5			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
16	103	102		0,3	-2,4	4,03	P	
17	98			2,5			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
18	101	100		2,5			P	gőzfázis stretching hatására tér vissza
átlag	101,1				-2,73	4,54		
szórás	10,8				3,23	0,55		

Mély-völgyi kf., mikrotermometriai mérések eredményei a hólyagüregek kalcitjában								
ssz	Th (LV-L) (°C)	Th (LV-L) (°C) #2	Teut (°C)	Top (met) (°C)	Top (sta) (°C)	szalinitás (NaCl ekv s%)	jelleg	megjegyzés
1	108,8		-22,1		-2,2	3,7	P	belső zóna
2	84,2				-0,6	1,05	S	
3	126,2				-2,8	4,64	P	
4	106,9				-1,9	3,22	P	
P átl	114,0				-2,3	3,9		
5	129,9				-2,4	4,02	P	köztes zóna
6	123,5						P	
7	116,1						P	
8	121,8				-3,2	5,26	P	
9	116,9						P	
10	126,8						P	
11	129,7		-20,8		-2,5	4,18	P	
12	121,0				-1,8	3,06	P	
13	129,5						P	
átl	123,9				-2,5	4,1		
14	153,2		-21,3		-3,4	5,56	P	szélő zóna (további 4 mérés eredményeile n)
15	147,1						P	
16	143,4						P	
17	143,6						P	
átl	146,8							
átlag	125,2		-21,4		-2,53	3,574		
szórás	16,7		0,66		0,839	0,90		

Jelmagyarázat:

Th(LV-L) homogenizációs hőmérséklet
Th(LV-L)#2 homogenizációs hőmérséklet, ellenőrző
mérés, vagy stretching során
Teut eutektikus pont
Top (met) olvadáspont metastabil állapot esetén

Top (sta) a jégfázis végső olvadáspontja
ssz sorszám
P elsődleges
S másodlagos

Nagy-Rézoldali kf., mikrotermometriai mérések eredményei a hólyagüregek kalcitjában								
ssz	Th (LV-L) (°C)	Th (LV L) (°C) #2	Teut (°C)	Top (met) (°C)	Top (sta) (°C)	szalinitás (NaCl ekv s%)	jelleg	megjegyzés
1	177	179	-22,2		-2	3,38	P	
2	139			2,9			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
3	148				-2,7	4,49	P?	
4	129			2,3			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
5	120			2,5			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
6	132			3,2			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
7	124			-1,4			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
8	162				-1,8	3,06	P	
9	136						P	gőzfázis nem tért vissza
10	134						P	gőzfázis nem tért vissza
11	167				-1,6	2,73	P	Top?, nem jól látható
12	155				-1,6	2,73	P	Top?, nem jól látható
13	180		-21,2		-2,3	3,86	P	
14	102						P	gőzfázis nem tért vissza
15	125	124		2,4			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
16	220+						P	mérés során dekrepitált
17	99			2,8			P?	
18	142			-0,5			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
19	151	155	-20,9	1,9	-1,7	2,9	P	
20	115						P	gőzfázis nem tért vissza
21	135			0,5			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
22	145				-2,3	3,86	P	
23	134	134		0,1			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
24	132	138					P	gőzfázis nem tért vissza
25	116	120	-22,1		-1,9	3,22	P	
26	116				-2,4	4,02	P	
27	149				-2,5	4,18	P	
28	123						P	gőzfázis nem tért vissza
29	128						P	gőzfázis nem tért vissza
30	138	138		1,5			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
31	134	138		0,9			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
32	133	137		1,3			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
átlag	136				-2,1	3,49		
szórás	19				0,4	0,62		

Jelmagyarázat: ld. a C-1 függékben

Mély-völgyi kf., mikrotermometriai mérések eredményei a "zebra" kalcitjában								
ssz	Th (LV-L) (°C)	Th (LV-L) (°C) #2	Teut (°C)	Top (met) (°C)	Top (sta) (°C)	szalinitás (NaCl ekv s‰)	jelleg	megjegyzés
1	93						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
2	95						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
3	94						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
4	91						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
5	91						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
6	94						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
7	89						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
8	101						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
9	84						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
10	81						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
11	89						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
12	79						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
13	72						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
14	71						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
15	83			2,3			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
16	137	138,5			-3,3	5,41	P	
17	106				-3,7	6	P	
18	106						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
19	109			-1			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
20	92			1,5			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
21	95		-21,5		-5	7,86	P	
22	85		-23,1		-2,7	4,49	P	
23	83			3,6			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
24	105	105,8		4,1			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
25	108		-22	-0,2	-2,3	3,86	P	
26	96			2,2			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
27	79			1,6			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
28	93			1,6			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
29	112				-2,6	4,33	P	
30	85						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
31	78						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
32	71						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
33	89						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
34	95						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
35	102						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
36	96						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
37	88						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
átlag	92				-3,3	5,33		
szórás	13				1,0	1,5		

Jelmagyarázat: ld. a C-1 függelékben

Reszél-tetői kf., mikrotermometriai mérések eredményei a "zebra" kalcitjában								
ssz	Th (LV-L) (°C)	Th (LV-L) (°C) #2	Teut (°C)	Top (met) (°C)	Top (sta) (°C)	szalinitás (NaCl ekv s%)	jelleg	megjegyzés
1	117						P	víziszta, gőzfázis stretching során sem tért vissza
2	113						P	víziszta, gőzfázis stretching során sem tért vissza
3	114	115			-2,4	4,02	P	víziszta
4	98				-2,1	3,54	P	víziszta
5	114	114	-24,5		-2,4	4,02	P	víziszta
6	128	129		1,6			P	víziszta, többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
7	104			1,9			P	víziszta, többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
8	117			1,6			P	víziszta, többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
9	116			1,6			P	víziszta, többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
10	117			2,1			P	víziszta, többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
11	120			1,1			P	víziszta, többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
12	124			2,5			P	víziszta, többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
13	119			0,3			P	víziszta, többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
14	101				-2,1	3,54	P	víziszta
15	117		-21,9		-2,3	3,86	P	víziszta
16	126						P	víziszta, gőzfázis stretching során sem tért vissza
17	117		-20,8		-2,5	4,18	P	víziszta
18	125				-2,0	3,38	P	víziszta
19	116						P	víziszta, gőzfázis stretching során sem tért vissza
20	109						P	víziszta, gőzfázis stretching során sem tért vissza
21	101						P	víziszta, gőzfázis stretching során sem tért vissza
22	99						P	víziszta, gőzfázis stretching során sem tért vissza
23	120			0,0	-2,4	4,02	P	víziszta
24	96		-21,8	0,0	-1,9	3,22	P	víziszta
25	107			1,8			P	átmeneti, többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
26	112			1,6	-2,2	3,7	P	átmeneti
27	98		-23,2		-2,8	4,64	P	átmeneti
28	116						P	átmeneti, gőzfázis stretching során sem tért vissza
29	105						P	átmeneti, gőzfázis stretching során sem tért vissza
30	111						P	szivacsos, gőzfázis stretching során sem tért vissza
31	122						P	szivacsos, gőzfázis stretching során sem tért vissza
32	105						P	szivacsos, gőzfázis stretching során sem tért vissza
átlag	112,6				-2,3	3,83		
szórás	8,96				0,3	0,4		
átlag (víziszta)	113,4							
átlag (átmeneti)	107,6							
átlag (szivacsos)	114,3							

Jelmagyarázat: ld. a C-1 függékben

Hosszú-völgyi kf., mikrotermometriai mérések eredményei a "zebra" kalcitjában

ssz	Th (LV-L) (°C)	Th (LV-L) (°C) #2	Teut (°C)	Top (met) (°C)	Top (sta) (°C)	szalinitás (NaCl ekv s%)	jelleg	megjegyzés
1	70			2,1			P	gőzfűzés stretching hatására tér vissza
2	87						P	gőzfűzés stretching során sem tért vissza
3	75						P	gőzfűzés stretching során sem tért vissza
4	200+						P	mérés során dekrepitált
5	200+						P	mérés során dekrepitált
6	103		-21,2	4,1	-3,4	5,56	P	gőzfűzés stretching hatására tér vissza
7	105						P	gőzfűzés stretching hatására tér vissza
8	95		-22,4		-2,7	4,49	P	gőzfűzés stretching hatására tér vissza
9	84			4,0			P	többször próbálkozásra is metastabil olvadás
10	92						P	második fagyasztáskor dekrepitálódik
11	73						P	gőzfűzés stretching során sem tért vissza
12	85						P	gőzfűzés stretching során sem tért vissza
13	100	101			-3,1	5,11	P	fagyasztás után dekrepitálódik
14	106						P	gőzfűzés stretching hatására tér vissza
15	82						P	gőzfűzés stretching során sem tért vissza
16	72						P	gőzfűzés stretching során sem tért vissza
17	81			3,0	-2,4	4,03	P	
18	127		-20,4		-2,6	4,34	P	
19	93			2,0	-2,3	3,87	P	
20	109						P	gőzfűzés stretching hatására tér vissza
21	100			2,0			P	többször próbálkozásra is metastabil olvadás
22	83		-21,3	1,5	-2,4	4,03	P	gőzfűzés stretching hatására tér vissza
23	85			-1,0			P	gőzfűzés stretching hatására tér vissza
24	101						P	gőzfűzés stretching során sem tért vissza
25	95						P	gőzfűzés stretching során sem tért vissza
átlag	91,4		-21,3		-2,70	4,49		
szórás	13,9				0,42	0,65		

Hosszú-völgyi kf., mikrotermometriai mérések eredményei a cikk-cakk ér kalcitjában

ssz	Th (LV-L) (°C)	Th (LV-L) (°C) #2	Teut (°C)	Top (met) (°C)	Top (sta) (°C)	szalinitás (NaCl ekv s%)	jelleg	megjegyzés
1	122						P	gőzfűzés stretching során sem tért vissza
2	80						P	gőzfűzés stretching során sem tért vissza
3	101						P	gőzfűzés stretching során sem tért vissza
4	75						P	gőzfűzés stretching során sem tért vissza
5	125						P	gőzfűzés stretching során sem tért vissza
6	103						P	gőzfűzés stretching során sem tért vissza
7	126			-1,3			P	gőzfűzés stretching hatására tér vissza
8	119						P	gőzfűzés stretching során sem tért vissza
9	135						P	gőzfűzés stretching során sem tért vissza
10	114						P	gőzfűzés stretching során sem tért vissza
11	119						P	gőzfűzés stretching során sem tért vissza
12	125						P	gőzfűzés stretching során sem tért vissza
13	85		-21,3		-2,3	3,87	P	gőzfűzés stretching hatására tér vissza
14	122				-2,4	4,03	P	Top?, nehezen látható
15	119			1,5			P	többször próbálkozásra is metastabil olvadás
16	120			-1,6	-2,7	4,49	P	
17	108	111		3,3			P	többször próbálkozásra is metastabil olvadás
18	115	119		3,2			P	hét próbálkozás után is metastabil olvadás
19	125	129		4,0	-2,4	4,03	P	stabil olvadás hét fagyasztási ciklus után
20	87			3,5			P	gőzfűzés stretching hatására tér vissza
21	71	89		3,4	-2,0	3,39	P	gőzfűzés stretching hatására tér vissza
22	115			1,3	-2,3	3,87	P	
átlag	109,6				-2,35	3,95		
szórás	18,5				0,23	0,36		

Mély-völgyi kf., mikrotermometriai mérések eredményei a cikk-cakk ér és a folyási csatorna kalcitjában								
ssz	Th (LV-L) (°C)	Th (LV-L) (°C) #2	Teut (°C)	Top (met) (°C)	Top (sta) (°C)	szalinitás (NaCl ekv s%)	jelleg	megjegyzés
1	94		-20,5		-2,3	3,91	P	cikk-cakk ér
1	77						P	folyási csatorna (további 5 mérés sikertelen)
2	74		-20,4		-2,3	3,86	P	
3	79						P	
4	100						P	
5	92		-21,1		-2,4	4,02	P	
6	100				-2,3	3,86	P	
átlag	86,9		-20,8		-2,3	3,9		
szórás	11,76		0,49		0,06	0,09		

Hosszú-völgyi kf., mikrotermometriai mérések eredményei a párnák közötti hialoklasztitbreccsa kalcitjában								
ssz	Th (LV-L) (°C)	Th (LV-L) (°C) #2	Teut (°C)	Top (met) (°C)	Top (sta) (°C)	szalinitás (NaCl ekv s%)	jelleg	megjegyzés
1	80			-0,7			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
2	105				-1,8	3,06	P	Top?, nem jól látható
3	111						P	Top nem látható
4	84				-1,9	3,23	P	Top?, nem jól látható
5	99						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
6	76				-1,8	3,06	P	Top?, nem jól látható
7	106						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
8	99				-2,1	3,55	P	Top?, nem jól látható
9	129						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
10	96						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
átlag	98,4				-1,9	3,2		
szórás	15,56976				0,141	0,23		
11	67				-2,2	3,71	P	víziszta részből
12	66				-1,8	3,06	P	víziszta részből
13	77				-2,1	3,55	P	víziszta részből
14	72				-2	3,39	P	víziszta részből
átlag	70,2				-2,0	3,4		
szórás	5,14				0,17	0,28		

Jelmagyarázat: ld. a C-1 függelékben

Hosszú-völgyi kf., mikrotermometriai mérések eredményei a párnaláva darabos hialoklasztitbreccsa kalcitjában							
ssz	Th (LV-L) (°C)	Th (LV L) (°C) #2	Teut (°C)	Top (met) (°C)	Top (sta) (°C)	szalinitás (NaCl ekv s%)	jelleg megjegyzés
1	97				-1,5	2,57	P Top?, nehezen látható
2	83			4,1			P többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
3	110				-1,7	2,9	P
4	105						P gőzfázis stretching során sem tért vissza
5	81						P gőzfázis stretching során sem tért vissza
6	108				-2,0	3,39	P
7	77						P gőzfázis stretching során sem tért vissza
8	111						P gőzfázis stretching során sem tért vissza
9	71						P gőzfázis stretching során sem tért vissza
10	112			3,5			P többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
11	83			2,5	-2,0	3,39	P
12	91				-2,1	3,55	P gőzfázis stretching hatására tér vissza
13	88			3,6			P többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
14	81						P gőzfázis stretching során sem tért vissza
15	78						P gőzfázis stretching során sem tért vissza
16	71						P gőzfázis stretching során sem tért vissza
17	82						P gőzfázis stretching során sem tért vissza
18	85						P gőzfázis stretching során sem tért vissza
19	105			4,8			P többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
20	83						P gőzfázis stretching során sem tért vissza
21	85				-1,7	2,9	P
22	78			1,8			P többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
23	75						P gőzfázis stretching során sem tért vissza
24	79				-1,6	2,74	P gőzfázis stretching hatására tér vissza
25	77						P gőzfázis stretching során sem tért vissza
26	82				-1,8	3,06	P
27	109			3,4			P többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
átlag	88,1				-1,79	3,04	
szórás	13,41				0,22	0,36	

Hosszú-völgy, Pollner-tározó, mikrotermometriai mérések eredményei a bazaltot átszelő ér kvarcában								
ssz	Th (LV-L) (°C)	Teut (°C)	Top (met) (°C)	Top (sta) (°C)	szalinitás (NaCl ekv s%)	jelleg	kvarc típusa	megjegyzés
1	151					P	telér falhoz közeli kvarc	Top nem látható
2	165			-1,3	2,24	P		
3	168			-1,4	2,40	P		
4	151					P		Top nem látható
5	145			-1,8	3,06	P		
6	154					P		Top nem látható
7	144					P		Top nem látható
8	139					P		Top nem látható
9	143			-1,5	2,57	P		
10	134					P		gőzfázis nem tért vissza
11	134					P		gőzfázis nem tért vissza
12	148			-1,8	3,06	P		
13	143					P		Top nem látható
14	134					P		Top nem látható
15	146			-1,1	1,91	P		
16	140			-1,3	2,24	P		
átlag	146,2						kvarc a telér közepéről	
17	110					P		gőzfázis nem tért vissza
18	125					P		gőzfázis nem tért vissza
19	116					P		gőzfázis nem tért vissza
20	121					P		gőzfázis nem tért vissza
21	119					P		gőzfázis nem tért vissza
átlag	118,2							
átlag	139,5			-1,46	2,50			
szórás	15,19			0,26	0,43			

Egerbaktai-kőfejtő, mikrotermometriai mérések eredményei a hűlés során kialakult ér kalcitjában							
ssz	Th (LV-L) (°C)	Th (LV-L) (°C) #2	Teut (°C)	Top (met) (°C)	Top (sta) (°C)	szalinitás (NaCl ekv s%)	jelleg megjegyzés
1	126						P
2	120						P
3	118		-21,1		-3	4,95	P
4	108						P
5	109				-3	4,95	P
6	106	111	-21,1		-3,9	6,3	P
7	140		-21,9		-3,9	6,3	P
8	127				-5,5	8,54	P
9	108				-4,9	7,72	P
10	131		-20,9		-5,9	9,07	P
11	130				-4,5	7,16	P
12	143						P
13	143						P
14	134		-22,5		-4,5	7,16	P
15	136				-5,8	8,94	P
16	140				-3,6	5,86	P
17	116				-4,8	7,58	P
18	123				-5,7	8,81	P
19	130		-21,6		-3,3	5,41	P
20	136	136			-3	4,95	P
21	133				-3,3	5,41	P
22	139				-3,4	5,56	P
23	134						P
24	138						P
25	133						P
26	130				-3,5	5,71	P
27	137				-5,2	8,13	P
28	138						P
29	133		-22,3		-4	6,44	P
30	119						P
átlag	128,5		-21,6		-4,2	6,75	
szórás	11,08		0,63		1,00	1,43	

Jelmagyarázat: ld. a C-1 függékben

Egerbaktai-kőfejtő, mikrotermometriai mérések eredményei a peperites fáciest átszelő ér datolitjában						
ssz	Th (LV-L) (°C)	Teut (°C)	Top (sta) (°C)	szalinitás (NaCl ekv s%)	jelleg	datolit típus
1	191		-0,4	0,7	P1	
2	170				P1	
3	192		-0,3	0,53	P1	
4	171				P1	
5	170		-0,1	0,18	P1	
6	211		-0,2	0,35	P1	
7	231		-0,1	0,18	P1	
8	204		-0,2	0,35	P1	
9	212		-0,4	0,7	P1	
10	213		-0,2	0,35	P1	
11	200		-0,3	0,53	P1	
12	210		-0,5	0,88	P1	
13	172		-0,4	0,7	P1	
14	160		-0,3	0,53	P1	
15	192		-0,5	0,88	P1	
16	170				P1	
17	193		-0,6	1,05	P1	
18	180		-0,6	1,05	P1	
19	252		-0,7	1,22	P1	
20	221		-0,7	1,22	P1	
21	160				P1	
22	195		-0,7	1,22	P1	
23	202		-0,4	0,7	P1	
24	175		-0,2	0,35	P1	
25	181		-0,2	0,35	P1	
átlag	193		-0,38	0,67		
min	160					
26	200				P1	
27	221				P1	
28	182				P1	mérés után, 185°C-on dekrepitált
29	190				P1	mérés után, 194°C-on dekrepitált
30	231		-0,1	0,18	P1	
31	232		-0,1	0,18	P1	
32	190				P1	mérés után, 199°C-on dekrepitált
33	203		-0,2	0,35	P1	
34	251	-20,9	-0,1	0,18	P1	
35	252		-0,2	0,35	P1	
36	193		-0,5	0,88	P1	
37	220		-0,2	0,35	P1	
38	192		-0,1	0,18	P1	
39	230		-0,3	0,53	P1	
40	262		-0,4	0,7	P1	
41	195		-0,3	0,53	P1	
átlag	215		-0,23	0,40		
min	182					
42	-86,9				P2	
43	-83,4				P2	
44	-84,6				P2	
45	-83,6				P2	
46	-86,9				P2	
47	-87,6				P2	
48	-82,5				P2	
49	-82,5				P2	
50	-82,7				P2	
átlag	-84,5					
51	191				P1	
52	201				P1	
53	201				P1	
54	211				P1	
55	205	-22,1	-1,1	1,91	P1	
56	200		-0,6	1,05	P1	
57	191		-0,7	1,22	P1	
58	221		-0,8	1,4	P1	
59	261				P1	mérés után, 260°C-on dekrepitált
60	251				P1	mérés után, 262°C-on dekrepitált
61	262				P1	
62	225		-0,1	0,18	P1	
63	192				P1	mérés után, 195°C-on dekrepitált
64	220		-0,4	0,7	P1	
65	200		-0,6	1,05	P1	
66	275		-0,3	0,53	P1	

Varesi kf., mikrotermometriai mérések eredményei a cikk-cakk ér kalcitjában

ssz	Th (LV-L) (°C)	Th (LV-L) (°C) #2	Teut (°C)	Top (met) (°C)	Top (sta) (°C)	szalinitás (NaCl ekv s%)	jelleg	megjegyzés
1	111						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
2	118						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
3	95						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
4	103						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
5	101			-0,5			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
6	98						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
7	105				-2,8	4,64	P	gőzfázis stretching hatására tér vissza
8	103						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
9	125			3,0	-3,1	5,1	P	
10	109			3,0			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
11	98			3,0			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
12	115				-1,8	3,06	P	
13	103						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
14	99						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
15	101						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
16	114		-20,9		-2,8	4,64	P	
17	92				-2,1	3,54	P	
18	94						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
19	83						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
20	117						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
átlag	104,2				-2,5	4,20		
szórás	10,19				0,54	0,86		

Varesi kf., mikrotermometriai mérések eredményei a hólyagüregek kalcitjában

ssz	Th (LV-L) (°C)	Th (LV-L) (°C) #2	Teut (°C)	Top (met) (°C)	Top (sta) (°C)	szalinitás (NaCl ekv s%)	jelleg	megjegyzés
1	103				-2,1	3,54	P	
2	90						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
3	96						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
4	116						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
5	114						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
6	112						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
7	126						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
8	112				-2,5	4,18	P	
9	98						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
10	94						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
11	109						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
12	105	110		3,1			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
13	111	116		3,2			P	többszöri próbálkozásra is metastabil olvadás
14	115						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
15	116						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
16	119						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
17	109						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
18	108						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
19	99						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
20	113						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
21	99						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
22	108						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
átlag	107,6				-2,3	3,86		
szórás	8,91				0,3	0,45		

Varesi kf., mikrotermometriai mérések eredményei a peperites bazalt kalciterében								
ssz	Th (LV-L) (°C)	Th (LV-L) (°C) #2	Teut (°C)	Top (met) (°C)	Top (sta) (°C)	szalinitás (NaCl ekv s%)	jelleg	megjegyzés
1	81						P	ér közepén levő hematitfolt melletti viztiszta kalcitban
2	90						P	
3	67	70		0,1			P	
4	101			-0,2			P	
5	103			0,6			P	
6	86		-21,5		-2,9	4,8	P	
7	92			0,7			P	
8	90			-0,6			P	
9	62						P	
10	97		-21		-2,7	4,49	P	ér közepén levő hematitfolt mellett, szivacsos és viztiszta kalcit átmeneténél
11	102						P	
12	74				-2,8	4,64	P	
13	92				-2,4	4,02	P	
14	97	99		-0,3			P	
15	111			0,1			P	
16	102						P	
17	99						P	
18	96				-2,1	3,54	P	
19	65				-2,4	4,02	P	teljesen viztiszta kalcitban
20	69		-23,8		-2,8	4,64	P	
21	72			-0,9	-2,7	4,49	P	
22	75	76		-0,9	-2,6	4,33	P	
23	69		-22,3	-1,4	-3,1	5,1	P	
24	83						P	
25	88						P	
26	78			-0,1			P	
27	92	93			-2,4	4,02	P	szivacsos-viztiszta kalcit átmeneti részében
28	83						P	
29	80						P	
30	87			0,7			P	
31	77			0,3			P	
32	112		-21		-2,1	3,54	P	
33	93						P	
34	89						P	
35	104						P	
átlag	87,2				-2,6	4,30		
szórás	13,17				0,3	0,48		

Stragopetra D, mikrotermometriai mérések eredményei a hólyagüregek kalcitjában								
ssz	Th (LV-L) (°C)	Th (LV-L) (°C) #2	Teut (°C)	Top (met) (°C)	Top (sta) (°C)	szalinitás (NaCl ekv s%)	jelleg	megjegyzés
1	115						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
2	120				-2,0	3,38	P	gőzfázis stretching hatására tér vissza
3	106				-1,9	3,22	P	gőzfázis stretching hatására tér vissza
4	121						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
5	111				-2,5	4,18	P	Top nehezen látható
6	116						P	gőzfázis stretching során sem tért vissza
7	123				-2,2	3,7	P	
8	110						P	mérés után dekrepitalódik
átlag	115,2				-2,2	3,62		
szórás	5,93				0,26	0,42		

Jelmagyarázat: ld. a C-1 függékben

[illegible]

E-1: a datolit elektronmikroszkondás elemzéseinek eredményei

		B ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cl	SiO ₂	CaO	F	Na ₂ O	K ₂ O	Totál	Ca	B	Si	Totál
Szivacsos datolit	1.	21,89	d.l.a.	d.l.a.	37,40	33,94	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	93,23	0,97	1,01	1,00	2,97
	2.	22,52	0,01	d.l.a.	37,15	33,98	d.l.a.	0,01	d.l.a.	93,67	0,97	1,03	0,99	2,99
	3.	22,52	0,03	d.l.a.	37,07	34,05	0,62	0,01	d.l.a.	94,03	0,97	1,03	0,99	2,99
	4.	23,58	d.l.a.	d.l.a.	37,01	33,83	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	94,42	0,97	1,08	0,99	3,03
	5.	21,88	0,04	d.l.a.	37,49	34,06	d.l.a.	0,02	d.l.a.	93,50	0,97	1,01	1,00	2,98
	6.	22,03	d.l.a.	d.l.a.	37,26	33,86	0,71	d.l.a.	d.l.a.	93,56	0,97	1,01	0,99	2,97
	7.	22,19	d.l.a.	d.l.a.	37,27	33,96	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	93,48	0,97	1,02	0,99	2,98
	8.	23,20	0,05	d.l.a.	36,97	34,02	d.l.a.	0,02	d.l.a.	94,29	0,97	1,07	0,98	3,02
	9.	23,09	d.l.a.	0,01	37,06	34,13	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	94,29	0,97	1,06	0,99	3,02
	Átlag	22,55	0,03	0,01	37,19	33,98	0,66	0,02	d.l.a.	93,83	0,97	1,04	0,99	3,00
Átmeneti datolit	1.	22,57	0,03	d.l.a.	37,33	33,87	d.l.a.	0,01	0,01	93,82	0,97	1,04	0,99	3,00
	2.	21,76	0,01	0,02	37,48	34,21	0,05	0,03	0,01	93,55	0,98	1,00	1,00	2,97
	3.	22,63	d.l.a.	0,02	37,37	34,20	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	94,22	0,98	1,04	0,99	3,01
	4.	22,08	0,04	d.l.a.	37,13	33,93	0,29	d.l.a.	0,01	93,36	0,97	1,01	0,99	2,97
	5.	23,82	0,03	0,01	37,06	33,99	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	94,92	0,97	1,09	0,99	3,05
	6.	23,23	0,06	d.l.a.	36,90	34,11	0,05	0,01	d.l.a.	94,33	0,97	1,07	0,98	3,02
	7.	23,19	0,06	0,02	36,89	34,17	0,05	d.l.a.	d.l.a.	94,35	0,97	1,07	0,98	3,02
	8.	22,49	d.l.a.	d.l.a.	37,18	33,97	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	93,63	0,97	1,03	0,99	2,99
	9.	23,08	0,01	d.l.a.	37,24	34,05	0,75	d.l.a.	d.l.a.	94,82	0,97	1,06	0,99	3,02
	10.	22,17	d.l.a.	d.l.a.	37,29	34,05	d.l.a.	0,02	0,02	93,55	0,97	1,02	0,99	2,98
	11.	21,37	0,04	0,01	37,53	34,12	d.l.a.	0,04	0,03	93,13	0,97	0,98	1,00	2,95
	12.	22,65	d.l.a.	0,02	37,56	34,11	d.l.a.	0,01	d.l.a.	94,35	0,97	1,04	1,00	3,01
	Átlag	22,59	0,03	0,02	37,25	34,06	0,24	0,02	0,01	94,00	0,97	1,04	0,99	3,00
Víziszta datolit	1.	22,77	d.l.a.	d.l.a.	37,25	34,06	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	94,08	0,97	1,05	0,99	3,01
	2.	22,40	d.l.a.	d.l.a.	36,89	33,85	0,85	0,01	d.l.a.	93,64	0,97	1,03	0,98	2,98
	3.	23,79	d.l.a.	0,01	37,28	33,82	0,05	0,01	0,01	94,94	0,96	1,09	0,99	3,05
	4.	23,03	d.l.a.	0,01	37,03	34,11	0,34	0,02	d.l.a.	94,38	0,97	1,06	0,99	3,02
	5.	23,89	d.l.a.	d.l.a.	36,91	33,83	d.l.a.	0,02	d.l.a.	94,64	0,97	1,10	0,98	3,04
	6.	23,23	d.l.a.	d.l.a.	37,15	34,05	0,29	d.l.a.	0,01	94,61	0,97	1,07	0,99	3,03
	Átlag	23,18	d.l.a.	0,01	37,08	33,95	0,38	0,01	0,01	94,38	0,97	1,07	0,99	3,02

mérési adatok tömeg%-ban, kationszámok 4 oxigénre számolva kerültek megadásra

d.l.a.: detektálási limit alatt

F-1: a különböző lelőhelyekről származó bazaltok geochemiai elemzéseinek eredményei

Lelőhely	Báji-patak É.k.f.			Hosszú-völgy, k.f.				Hosszú-völgy, Polincer-t.		Mély-völgy, k.f.		Nagy-Rézoldal, k.f.		Reszéli-teső, k.f.						RM-136		Hruskovec	
	Kőzet	tóm. ill. párná-láva	bazalti peritites faciesből	tóm. ill. párná-láva	tóm. ill. párná-láva	dolerit	tóm. ill. párná-láva	tóm. ill. párná-láva (igazolással trisz)	tóm. ill. párná-láva	tóm. ill. párná-láva	tóm. ill. párná-láva	disztaális tórn. ill. párná-láva	tóm. ill. párná-láva	párná-láva középe	párná-láva átmeneti része	párná-láva peremi része	bazalt perititesből	bazalt hialok. be. fől	igazolással trisz	tóm. ill. párná-láva			
	1*	2*	1*	2*	3*	1*	1*	2*	2*	1*	2*	1*	2*	1*	2*	3*	4*	5*	6**	1*	1*		
Minta																							
SiO ₂	46,6	42,2	37,84	40,2	44,118	n.a.	41,0	44,9	46,9	42,5	44,9	33,4	38,4	51,6	47,1	42,8	47,8	42,3	46,3				
Al ₂ O ₃	15,6	14,8	20,753	20,4	15,53	n.a.	16,7	15,15	12,05	16,0	12,9	23,2	16,8	18,8	18,8	18,8	15,75	21,2	14,5				
Fe ₂ O ₃	3,01	3,02	8,35	7,664	8,104	n.a.	2,79	8,46	8,99	2,52	5,79	6,85	5,38	2,35	7,23	10,8	6,85	8,47					
FeO***	6,15	4,54	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	8,93	n.a.	n.a.	6,24	n.a.	1,78	2,09	2,10	n.a.	n.a.	1,58	n.a.					
CaO	8,72	10,2	12,81	12,223	7,818	n.a.	7,92	8,64	12,3	8,97	12,85	11,5	14,4	5,96	4,80	7,38	3,38	10,35					
MgO	5,46	4,32	2,14	1,835	10,03	n.a.	5,60	5,71	5,32	5,20	3,53	5,64	6,10	4,70	4,28	8,21	2,64	8,69					
Na ₂ O	2,53	3,98	3,210	3,23	3,46	n.a.	3,77	3,73	2,92	4,43	5,31	3,16	4,17	7,47	6,17	4,62	4,64	2,42					
K ₂ O	0,511	0,929	1,31	1,944	0,28	n.a.	0,239	0,2	0,13	0,460	0,13	<0,2	<0,2	0,264	1,12	0,13	3,56	0,1					
Cr ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,05	0,04	n.a.	0,08	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,1	n.a.	0,09					
TiO ₂	2,10	2,00	1,890	2,028	1,978	n.a.	1,86	1,47	1,77	2,23	0,87	0,645	0,728	1,02	2,10	1,03	1,37	1,67					
MnO	0,112	0,101	0,100	0,096	0,170	n.a.	1,22	0,61	0,43	0,087	0,25	0,118	0,126	0,081	0,077	0,32	0,029	0,13					
P ₂ O ₅	0,258	0,332	0,363	0,608	0,394	n.a.	0,260	0,3	0,27	0,361	0,09	<0,15	<0,15	<0,15	0,291	0,09	0,275	0,24					
SeO	0,026	0,035	0,054	0,024	0,036	n.a.	0,015	0,02	0,04	0,035	0,03	0,024	0,033	0,037	0,074	0,02	0,016	0,03					
BaO	0,007	0,011	0,016	0,017	0,019	n.a.	0,006	0,01	0,01	0,011	0,01	<0,005	<0,005	0,007	0,016	<0,01	0,012	<0,01					
C	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1,17	1,51	n.a.	2,82	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1,47	n.a.	0,29					
S	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,01	0,15	n.a.	0,05	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,01	n.a.	0,03					
Ag	n.a.	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	n.a.	<1	<1	<1	n.a.	<1	n.a.	n.a.	n.a.	<0,1	<1	n.a.	<1					
Ba	62,7	98,5	143,3	152,3	170,2	n.a.	53,7	75,1	316	98,5	99,8	<44,8	<44,8	<44,8	62,7	143,3	34,7	107,5					
Cd	0,110	<0,10	<0,06	<0,06	<0,06	n.a.	<0,10	n.a.	n.a.	<0,06	n.a.	0,274	0,201	<0,10	<0,06	n.a.	<0,10	n.a.					
Ce	30,6	26,1	37,4	47,0	70,2	54,30	40,9	41,9	32,6	34,7	12,6	5,71	6,30	68,4	27,0	7,7	25,4	23,2					
Co	47,5	42,6	36,7	28,0	42,8	57,40	43,8	48,4	39,5	57,9	49,9	44,5	41,9	36,3	49,4	60,9	27,5	49,2					
Cr	194	185	172	185	285	237,00	263	350	230	258	350	618	375	507	311	620	91,5	590					
Ca	0,426	0,443	1,20	1,76	<0,25	0,531	1,01	0,96	<0,25	0,601	1,56	1,04	0,790	4,06	4,06	1,33	7,27	0,44					
Cu	30,7	38,5	2,02	19,6	30,6	70,00	50,2	28	31	40,5	82	47,0	99,6	74,5	80,5	85	1,15	63					
Dy	4,87	4,32	5,61	7,54	4,24	5,85	5,50	4,51	4,28	5,69	3,06	2,07	2,21	2,62	3,22	3,18	3,29	5,49					
Er	2,99	2,81	3,42	4,57	2,45	3,36	3,46	2,69	2,4	3,14	1,79	1,36	1,48	1,93	3,14	2,09	2,12	3					
Ea	1,73	1,51	1,64	2,19	1,80	2,04	2,20	1,42	1,44	1,70	0,96	0,552	0,603	0,620	1,52	0,74	1,11	1,65					
Ga	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	17,1	20,3	n.a.	14,8	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	15,9	n.a.	18,2					
Gd	7,02	6,17	5,39	7,59	5,63	6,40	8,12	4,52	4,77	5,25	2,62	2,57	2,51	2,71	4,79	2,57	4,76	5,2					
Hf	n.a.	n.a.	3,72	4,23	5,26	5,27	n.a.	4,4	3,6	<0,5	1,9	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<0,5	2,1	n.a.					
Ho	1,07	0,96	1,16	1,58	0,84	1,19	1,21	0,9	0,81	1,17	0,62	0,455	0,482	0,648	1,17	0,68	0,688	1,14					
La	13,5	11,0	17,8	22,4	36,8	26,50	12,2	22	15,4	15,6	5,8	2,24	2,31	2,41	10,4	3,2	9,54	9,2					
Lu	0,455	0,387	0,423	0,612	0,310	0,44	0,511	0,32	0,26	0,39	0,22	<0,25	<0,25	0,294	0,38	0,3	0,287	0,42					
Mo	0,777	0,881	1,10	1,28	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,25	<0,25	<0,25	<0,2	<2	0,218	<2					
Nb	12,0	12,6	25,3	25,1	59,7	36,50	7,02	3,4	18	17,6	22	1,10	1,28	1,76	1,50	n.a.	5,19	n.a.					
Nd	19,1	17,5	19,0	26,8	28,3	26,10	23,5	19,2	17,7	20,8	7,6	4,29	4,48	5,73	13,0	5,36	15,6	16,3					
Ni	111	112	75,5	64,3	163	103,00	70,1	158	121	165	330	387	280	211	143	302	46,1	28					
Pr	4,54	<0,25	<0,6	<0,6	1,85	3,34	4,55	14	8	<0,6	<5	<0,25	<0,25	<0,25	<0,6	<5	6,19	<5					
Pb	0,29	3,63	4,77	6,51	7,95	6,64	5,28	4,9	4,16	4,71	1,53	0,878	0,991	1,16	3,90	1,13	3,53	3,39					
Rb	7,30	12,4	26,9	36,0	2,42	0,65	3,54	4,7	1	0,69	2,9	0,85	1,46	2,31	28,1	2,5	107	0,8					
Sr	5,08	4,72	4,39	6,28	5,29	5,66	6,15	4,31	4,18	5,30	2,16	1,42	1,56	1,91	4,96	1,82	4,10	4,29					
Sm	1,00	0,537	0,71	2,35	2,14	2,85	3,24	n.a.	n.a.	4,42	n.a.	<0,5	<0,5	<0,5	5,74	n.a.	<0,5	n.a.					
Sr	219,9	296,0	209,9	202,9	304,4	n.a.	126,8	211	376	296,0	236	209,9	279,0	312,9	625,7	131	135,3	222					
Ta	0,938	0,993	5,97	6,28	14,43	9,02	0,580	2,1	3,1	1,76	0,2	<0,25	<0,25	0,133	1,20	0,1	0,384	0,6					
Tb	0,888	0,789	0,91	1,28	0,77	1,05	0,998	0,75	0,73	0,92	0,46	0,359	0,357	0,403	0,85	0,47	0,576	0,86					
Th	1,29	1,24	1,77	1,89	6,42	3,55	0,652	2,95	1,53	4,14	0,29	0,42	<0,25	<0,25	3,48	0,18	3,52	0,72					
Ti	<0,10	<0,10	0,106	0,168	<0,10	<0,1	<0,10	<0,5	<0,5	<0,1	<0,5	<0,10	<0,10	<0,10	<0,1	<0,5	0,420	<0,5					
Tm	0,475	0,429	0,462	0,679	0,355	0,46	0,565	0,36	0,28	0,44	0,25	0,226	0,251	0,306	0,49	0,29	0,325	0,45					
U	0,371	0,325	0,580	0,580	1,30	1,14	<0,25	0,52	0,38	0,71	0,33	<0,25	<0,25	0,445	0,62	0,11	0,606	0,19					
V	317	303	199	194	220	300,00	36,7	222	186	n.a.	123	164	148	126	n.a.	168	147	219					
W	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25	<0,1	0,64	n.a.	0,91	n.a.	<0,25	<0,25	<0,25	0,85	n.a.	<0,25	n.a.	<0,25	n.a.				
Y	27,6	24,7	26,6	36,5	19,0	26,40	32,7	23,6	21,4	26,8	16,4	12,5	13,0	16,0	27,2	19,2	17,8	29,6					
Yb	26,1	23,8	3,16	4,06	2,01	2,87	3,15	2,31	1,97	2,74	1,66	1,25	1,38	1,77	27,9	2,06	1,78	2,97					
Zn	81,1	68,7	85,6	70,4	65,6	70,00	98,2	82	99	108	58,1	72,2	38,9	68,3	80	78,8	80	194					
Zr	161	157	123	135	183	153,00	140	176	140	173	7	42,0	49,1	69,8	130	79	108	104					
As	n.a.	n.a.	n.a.	8,88	9,11	190	8,97	n.a.	17,9	0,7	5,11	16,5	n.a.	n.a.	n.a.	4,28	0,4	n.a.	0,5				
Bi	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25	0,04	0,02	<0,25	0,01	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25	<0,01	<0,25	0,01				
Hg	n.a.	n.a.	0,0036	0,0024	0,0031	0,01	n.a.	0,007	0,013	0,006	0,016	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,015	0,005	n.a.	0,028				
Sb	0,661	<0,10	<1	<1	<1	<1	0,658	0,58	<0,05	1,99	0,09	0,491	0,266	0,231	1,39	<0,05	1,87	<0,05					
Se	n.a.	n.a.	<0,6	<0,6	<0,6	<0,6	n.a.	0,8	0,8	1,04	0,9	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<0,6	0,5	0,7					
Te	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<0,001	0,01	n.a.	0,02	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<0,001	n.a.	<0,001				
As	n.a.	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	n.a.	0,002	0,004	<0,002	0,004	<0,002	0,004	n.a.	n.a.	n.a.	<0,002	0,005	0,007					
Pt	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<0,002	<0,002	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<0,005	n.a.	<0,002				
Pd	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<0,															

Város	Stragopetra		Egerbakta, kf.			Reszel-testőői E, völgyoldal		Szarvaskő						Hosszú-völgy, völgyár	RM-136
bazalt peperites faciesből	pármálva peperites faciesből	tóm. ill. párma- láva	tóm. ill. párma- láva	bazalt peperites faciesből	tóm. ill. párma- láva	tóm. ill. párma- láva	tóm. ill. párma- láva	tóm. ill. párma- láva	tóm. ill. párma- láva	tóm. ill. párma- láva	tóm. ill. párma- láva	tóm. ill. párma- láva	tóm. ill. párma- láva	igazoltan jura bazalt	jura bazalt
1**	1*	1**	2**	3*	1**	2*	1*	2**	3**	4**	5**	1*	1*		
45,7	43,15	54,3	53,6	53,2	51	52,3	47,8	49,4	50,3	46,7	49,3	43,676	47,5		
15,8	15,4	13,95	13,75	15,8	16,45	15,7	15,8	14,5	13,95	14,8	14,45	14,288	22,4		
7,37	9,065	9,11	8,66	9,38	10	1,98	3,61	11,8	10,9	12,65	11,6	11,550	4,67		
n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	6,08	7,38	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	4,47	
13,55	9,536	7,6	7,76	4,74	7,99	7,48	10,0	10,1	8,19	6,63	10,35	5,676	4,21		
5,57	2,545	5,69	6,38	5,99	5,05	6,28	6,06	6,84	6	7,48	6,73	10,422	4,37		
3,41	4,655	5,04	5,25	6,32	5,57	5,29	2,54	3,33	4,19	3,05	5,29	3,196	4,85		
0,34	1,625	0,03	0,01	<0,2	0,05	<0,2	0,377	0,17	0,04	0,13	0,16	<0,2	<0,2		
0,05	n.a.	0,02	0,03	n.a.	0,02	n.a.	n.a.	0,04	0,03	0,03	0,04	n.a.	n.a.		
0,92	2,07	0,82	0,79	0,823	1	0,826	1,62	1,66	1,56	1,29	1,58	1,143	1,43		
0,13	0,114	0,16	0,15	0,145	0,14	0,146	0,180	0,18	0,19	0,69	0,18	0,289	0,258		
0,15	0,995	0,07	0,04	<0,15	0,07	<0,15	<0,15	0,16	0,17	0,1	0,15	0,358	<0,15		
0,01	0,035	0,01	0,01	0,015	0,01	0,017	0,013	0,03	0,03	0,01	0,03	0,017	0,017		
<0,01	0,024	0,01	<0,01	0,006	<0,01	0,008	<0,005	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,006	<0,005		
0,73	n.a.	0,1	0,04	n.a.	0,06	n.a.	n.a.	0,01	0,04	0,46	0,02	n.a.	n.a.		
0,04	n.a.	0,03	0,05	n.a.	0,01	n.a.	n.a.	0,1	0,02	0,04	0,06	n.a.	n.a.		
<1	<0,2	<1	<1	0,01	<1	0,01	0,29	<1	<1	<1	<1	<0,2	n.a.		
42,9	215,0	76,6	48,8	53,7	65,9	71,7	<44,8	10,9	56,5	70,8	14,2	53,7	<44,8		
n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<0,06	n.a.	<0,06	<0,06	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<0,06	0,153		
17,8	154	6,4	6,8	3,83	12,2	4,91	12,9	16	15,4	16,4	18,9	9,42	16,5		
35,2	36,1	33,4	36,5	42,8	34	41,2	30,8	46,2	40,4	66,7	56,3	70,2	36,8		
370	148	110	240	153	100	169	238	270	190	220	330	712	80,8		
0,39	1,43	0,08	0,05	<0,25	0,13	<0,25	0,47	0,56	0,5	1,5	0,72	<0,25	0,328		
24	51,4	61	44	62,3	42	62,6	51,7	72	41	116	92	130	55,2		
3,81	5,87	3,85	3,71	2,68	4,25	3,28	5,87	7,3	6,65	6,27	8,46	3,91	4,62		
2,27	3,31	2,42	2,33	1,68	2,67	2,11	3,52	4,56	4,25	4	5,34	2,43	3,15		
0,96	2,49	0,81	0,88	0,46	1,04	0,63	1,31	1,63	1,67	1,64	2,01	0,91	0,973		
20,8	n.a.	15,6	13,2	n.a.	19,3	n.a.	n.a.	20,9	20,4	22,8	25,8	n.a.	n.a.		
3,4	8,87	2,87	2,91	1,83	3,53	2,32	4,36	5,92	5,26	5,21	6,88	3,18	5,07		
3,3	8,71	1,3	2,1	<0,5	5,3	<0,5	5,3	4,7	3,7	6	2,22	n.a.	n.a.		
0,77	1,12	0,81	0,76	0,60	0,92	0,78	1,35	1,53	1,39	1,33	1,88	0,84	1,08		
8,4	81,3	2,3	2,5	1,38	4,6	1,80	4,44	5,4	5,5	6,9	6,2	3,70	3,93		
0,3	0,406	0,34	0,31	0,25	0,36	0,29	0,50	0,6	0,55	0,54	0,72	0,330	0,468		
<2	0,760	<2	<2	<0,2	<2	0,495	<0,2	<2	<2	<2	<2	<0,2	0,372		
8,2	116	0,9	1,4	<0,25	2,1	<0,25	1,75	3,5	3,2	2,8	4	2,78	2,98		
10,3	125	5,6	4	3,72	8,4	4,95	11,1	13,7	13,1	12,3	16,7	7,25	9,65		
29	48,0	37	83	54,4	47	60,4	64,7	69	61	69,7	95	320	44,7		
109	7,31	<5	<5	<0,6	<5	<0,6	<0,6	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<0,6	1,74		
2,25	16,2	n.a.	1,06	0,63	1,69	0,86	2,11	2,61	2,45	2,39	3,11	1,49	1,82		
4,4	40,7	0,7	0,6	<0,25	0,8	<0,25	5,89	4,8	1,1	4,4	5,8	1,13	1,05		
2,72	8,27	2,02	2,07	1,66	2,73	1,83	3,89	4,52	4,01	3,84	5,47	2,37	3,45		
n.a.	3,03	n.a.	n.a.	4,76	n.a.	3,19	4,16	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1,58	0,557		
90,7	296,0	125	87,2	126,8	130,5	143,9	109,9	319	293	182	391	143,8	143,8		
0,5	26,84	0,1	0,1	<0,25	0,1	<0,25	<0,25	0,2	0,2	0,2	0,3	1,22	<0,25		
0,57	1,07	0,57	0,55	0,36	0,62	0,44	0,91	1,1	0,99	0,97	1,29	0,58	0,742		
1,59	15,1	0,36	0,3	2,62	n.a.	2,63	2,61	0,39	0,44	0,31	0,46	0,410	0,30		
<0,5	<0,10	<0,5	<0,5	<0,1	<0,5	<0,1	<0,1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,10	<0,10		
0,32	0,424	0,37	0,31	0,26	0,56	0,33	0,57	0,66	0,6	0,56	0,79	0,546	0,512		
0,49	2,35	0,1	0,06	0,42	0,16	<0,25	<0,25	0,14	0,14	0,09	0,14	0,155	<0,25		
242	151	256	230	n.a.	292	n.a.	n.a.	349	335	300	433	252	337		
n.a.	0,704	<1	n.a.	0,90	n.a.	0,87	0,81	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<0,25	0,72		
21	29,1	20	20,8	13,5	23,4	18,1	30,9	40,2	37,1	35,4	48,8	18,3	27,5		
2,16	2,79	2,33	2,21	1,67	2,52	2,11	3,47	4,3	3,86	3,69	5,01	2,11	2,89		
175	82,4	70	64	65,1	90	66,5	92,5	109	95	120	135	97,5	86,7		
113	326	45	72	39,3	215	22	97,0	212	178	133	232	53,3	94,2		
n.a.	9,87	3,5	2,4	62,1	0,9	2,88	<0,6	0,2	0,2	2,8	0,1	0,857	n.a.		
0,02	<0,25	0,05	0,01	<0,25	0,04	<0,25	<0,25	0,03	0,01	0,01	0,01	<0,25	<0,25		
0,015	0,0063	0,028	0,008	0,009	0,016	0,008	0,008	0,008	0,012	0,02	0,011	0,0038	n.a.		
0,22	<1	0,06	<0,05	6,95	<0,05	2,50	4,73	<0,05	0,07	0,19	<0,05	<1	0,239		
0,9	<0,6	0,6	0,6	6,06	0,8	<0,6	<0,6	0,8	0,8	0,8	0,6	<0,6	n.a.		
<0,01	n.a.	0,02	<0,01	n.a.	<0,01	n.a.	n.a.	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	n.a.	n.a.		
0,002	0,022	0,003	<0,001	<0,002	0,006	<0,002	0,008	0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,002	n.a.		
<0,02	n.a.	<0,02	<0,005	n.a.	<0,02	n.a.	n.a.	0,06	<0,02	<0,005	<0,005	<0,005	n.a.		
<0,02	n.a.	<0,02	0,001	n.a.	<0,02	n.a.	n.a.	0,07	<0,02	0,001	<0,001	n.a.	n.a.		
<0,01	n.a.	<0,01	n.a.	n.a.	<0,01	n.a.	n.a.	<0,01	<0,01	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.		
<0,05	n.a.	<0,05	n.a.	n.a.	<0,05	n.a.	n.a.	<0,05	<0,05	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.		
<0,001	n.a.	<0,001	n.a.	<0,001	n.a.	<0,001	n.a.	<0,001	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.		
<0,005	n.a.	<0,005	n.a.	n.a.	<0,005	n.a.	n.a.	<0,005	<0,005	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.		
n.a.	0,36	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,27	0,25	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,99	0,76		
n.a.	3,64	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	3,20	3,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	6,01	3,62		
n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,214	<0,02	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,037	1,15		
6,24	4,21	3,13	3,05	n.a.	3,42	n.a.	n.a.	2,24	3,22	5,68	2,32	n.a.	n.a.		

5,4	11,2	2,3	3,5	2,9	9,2	2,1	3,1	5,3	4,8	3,8	4,8	2,9	3,4		
3,1	9,8	1,1	1,2	0,8	1,7	1,0	1,1	1,2	1,4	1,8	1,1	1,6	1,1		

F-2: a különböző lelőhelyekről származó mészkövek geokémiai elemzésének eredményei

Lelőhely	Báj-patakÉ	Reszél-tető
Kőzet	peperites fácies, vörös mészkö	peperites fácies, vörös mészkö
Minta	1*	1*
SiO ₂	26,7	7,64
Al ₂ O ₃	5,08	5,17
Fe ₂ O ₃	29,5	43,2
FeO**	5,85	n.a.
CaO	13,7	22,5
MgO	3,22	1,05
Na ₂ O	0,230	0,564
K ₂ O	<0,2	<0,2
TiO ₂	0,093	0,124
MnO	0,116	0,085
P ₂ O ₅	0,277	0,317
SrO	0,006	0,014
BaO	<0,005	0,005
Ag	n.a.	<0,25
Ba	<44,8	44,8
Cd	0,244	<0,06
Ce	6,13	5,17
Co	8,48	22,0
Cr	14,5	7,29
Cs	1,61	<0,625
Cu	6,10	<0,2
Dy	0,91	0,59
Er	0,55	0,34
Eu	0,365	0,13
Gd	1,27	0,56
Hf	n.a.	<1,25
Ho	0,188	<0,125
La	4,10	2,89
Lu	<0,25	<0,125
Mo	1,60	<0,2
Nb	0,203	<0,625
Nd	3,42	3,34
Ni	62,8	136
Pb	<0,25	14,3
Pr	0,761	0,80
Rb	0,81	<0,625
Sm	0,824	0,73
Sn	<0,5	3,61
Sr	50,7	118,4
Ta	<0,25	<0,625
Tb	0,144	<0,125
Th	<0,25	2,63
Tl	<0,10	<0,25
Tm	<0,10	<0,125
U	0,545	<0,625
V	281	n.a.
W	<0,25	0,88
Y	6,27	2,74
Yb	0,45	0,28
Zn	54,6	71,0
Zr	10,3	11,3
As	n.a.	17,5
Bi	<0,25	<0,625
Hg	n.a.	0,012
Sb	0,412	13,5
Se	n.a.	2,38
Au	n.a.	<0,002
+H ₂ O	0,85	n.a.
+H ₂ O	3,04	n.a.
CO ₂	11,1	n.a.

A főelemek oxid %-ban, a nyomelemek ppm-ben kerültek megadásra.

*: A mérés a Magyar Állami Földtani Intézet laboratóriumában készült.

**: Ahol nincs FeO megadva, ott az összes vas Fe₂O₃-ként szerepel.

n.a.: nincs adat

G-1: A tömeg vándorlás számítás eredményei.

	Reszél-tető, kf.						Hosszú-völgy, kf.		Nagy-Rézoldal, kf.		Báj-patak É, kf.	
	tömött illeszkedésű pármáláva	bazalt a pármáláva darabos hialoklasztit breccsából	bazalt a peperites fáciesből	pármáláva közepc (belseje)	pármáláva átmeneti része	pármáláva peremi része (szegélye)	tömött illeszkedésű pármáláva	tömött illeszkedésű pármáláva, átalakultabb, disztális rész	tömött illeszkedésű pármáláva	tömött illeszkedésű pármáláva, átalakultabb, disztális rész	tömött illeszkedésű pármáláva	bazalt a peperites fáciesből
SiO ₂	44,90	42,80	47,10	33,40	38,40	51,60	37,84	40,20	46,90	42,50	46,60	42,20
SiO ₂ (számolt)	44,90	39,55	26,44	33,40	32,95	32,28	37,84	37,46	46,90	43,35	46,60	43,06
tömegváltozás	0,00	-5,35	-18,46	0,00	-0,45	-1,12	0,00	-0,38	0,00	-3,55	0,00	-3,54
CaO	12,85	7,38	4,80	11,50	14,40	5,96	12,07	10,92	12,30	8,97	8,72	10,20
CaO (számolt)	12,85	5,76	1,12	11,50	12,36	3,73	12,07	10,18	12,30	9,15	8,72	10,41
tömegváltozás	0,00	-7,09	-11,73	0,00	0,86	-7,77	0,00	-1,89	0,00	-3,15	0,00	1,69
MgO	3,53	8,21	4,28	5,64	6,10	4,70	2,14	1,84	5,32	5,20	5,46	4,32
MgO (számolt)	3,53	6,41	1,00	5,64	5,23	2,94	2,14	1,71	5,32	5,30	5,46	4,41
tömegváltozás	0,00	2,88	-2,53	0,00	-0,41	-2,70	0,00	-0,43	0,00	-0,02	0,00	-1,05
Na ₂ O	5,31	4,62	6,17	3,16	4,17	7,47	3,21	3,25	2,92	4,43	2,53	3,98
Na ₂ O (számolt)	5,31	3,61	1,43	3,16	3,58	4,67	3,21	3,01	2,92	4,52	2,53	4,06
tömegváltozás	0,00	-1,70	-3,88	0,00	0,42	1,51	0,00	-0,20	0,00	1,60	0,00	1,53
K ₂ O	0,13	0,13	1,12	<0,2	<0,2	0,26	1,31	1,94	0,13	0,46	0,51	0,93
K ₂ O számolt	0,13	0,10	0,26				1,31	1,81	0,13	0,47	0,51	0,95
tömegváltozás	0,00	-0,03	0,13				0,00	0,50	0,00	0,34	0,00	0,44
Co	49,90	60,90	49,40	44,50	41,00	36,30	36,70	28,00	39,50	57,90	47,50	42,60
Co számolt	49,90	51,44	20,47	44,50	35,95	22,71	36,70	26,09	39,50	59,06	47,50	44,73
tömegváltozás	0,00	1,54	-29,43	0,00	3,55	-21,79	0,00	-10,61	0,00	19,56	0,00	-2,77
Cu	82,00	85,00	40,80	47,00	99,60	74,50	20,20	19,60	51,00	40,50	50,70	38,50
Cu (számolt)	82,00	78,54	22,90	47,00	85,46	46,61	20,20	18,27	51,00	41,31	50,70	39,28
tömegváltozás	0,00	-3,46	-29,10	0,00	36,46	40,39	0,00	-1,97	0,00	-9,69	0,00	-11,42
Zn	56,00	80,00	68,30	58,10	72,20	38,30	85,60	70,40	99,00	108,00	81,80	68,70
Zn (számolt)	56,00	67,57	28,30	58,10	63,97	24,60	85,60	65,61	99,00	85,72	81,80	72,14
tömegváltozás	0,00	11,57	-27,70	0,00	3,87	-14,30	0,00	-19,99	0,00	-13,28	0,00	-9,66

Megjegyzés: minden mintápr esetén az izoon módszer által legmegfelelőbbnek ítélt immobil elemet használtam (Reszél-tető: fáciesek között: Zr, párnán belül: Nb. Hosszú-völgy: TiO2. Nagy-Rézoldal: Nb. Báj-patak É: Zr)

Földeml oxid%-ban, nyomelemek ppm-ben megadva. Tömegváltozás: földemek esetében g/100g minta, nyomelemek esetében ppm/100g minta.